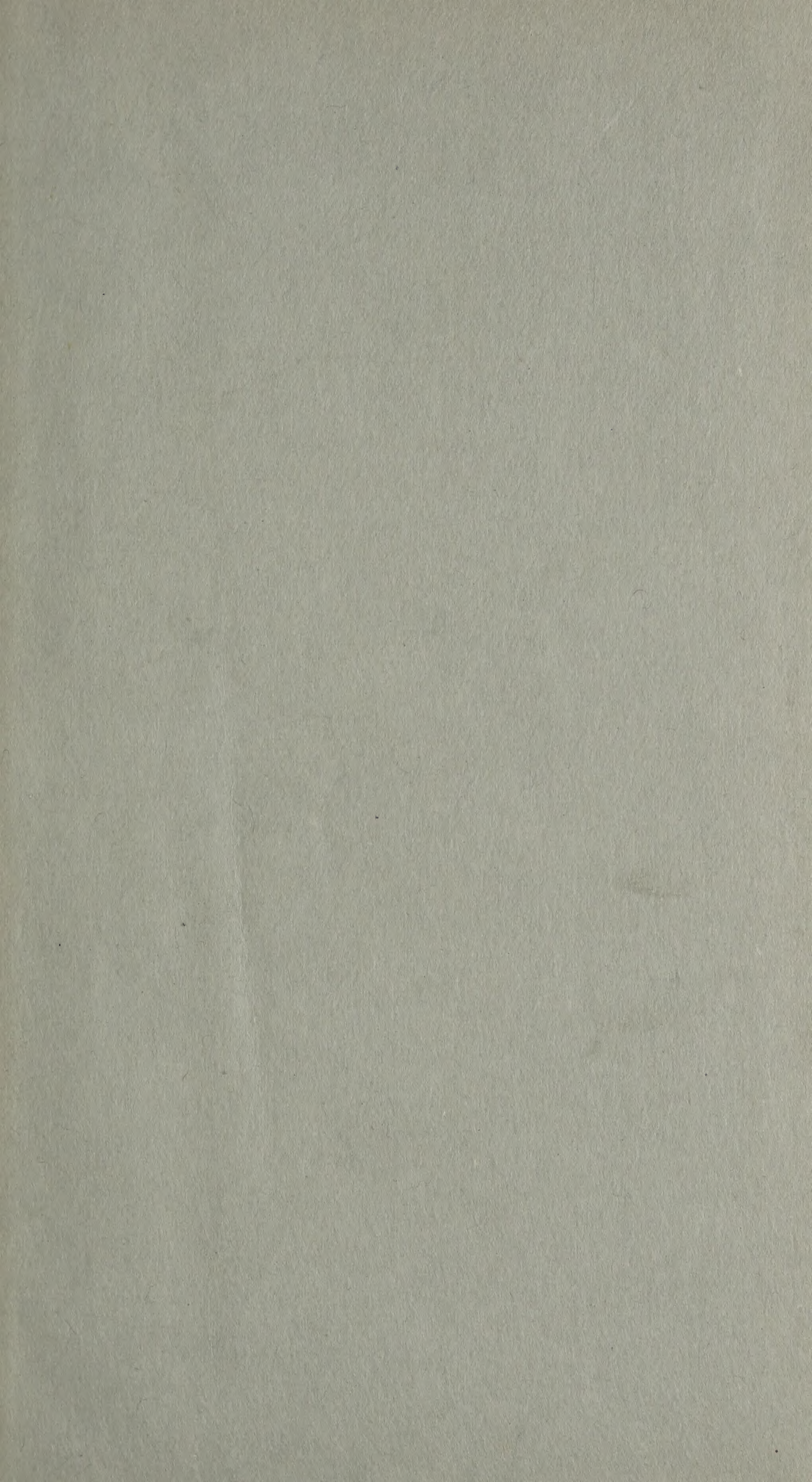
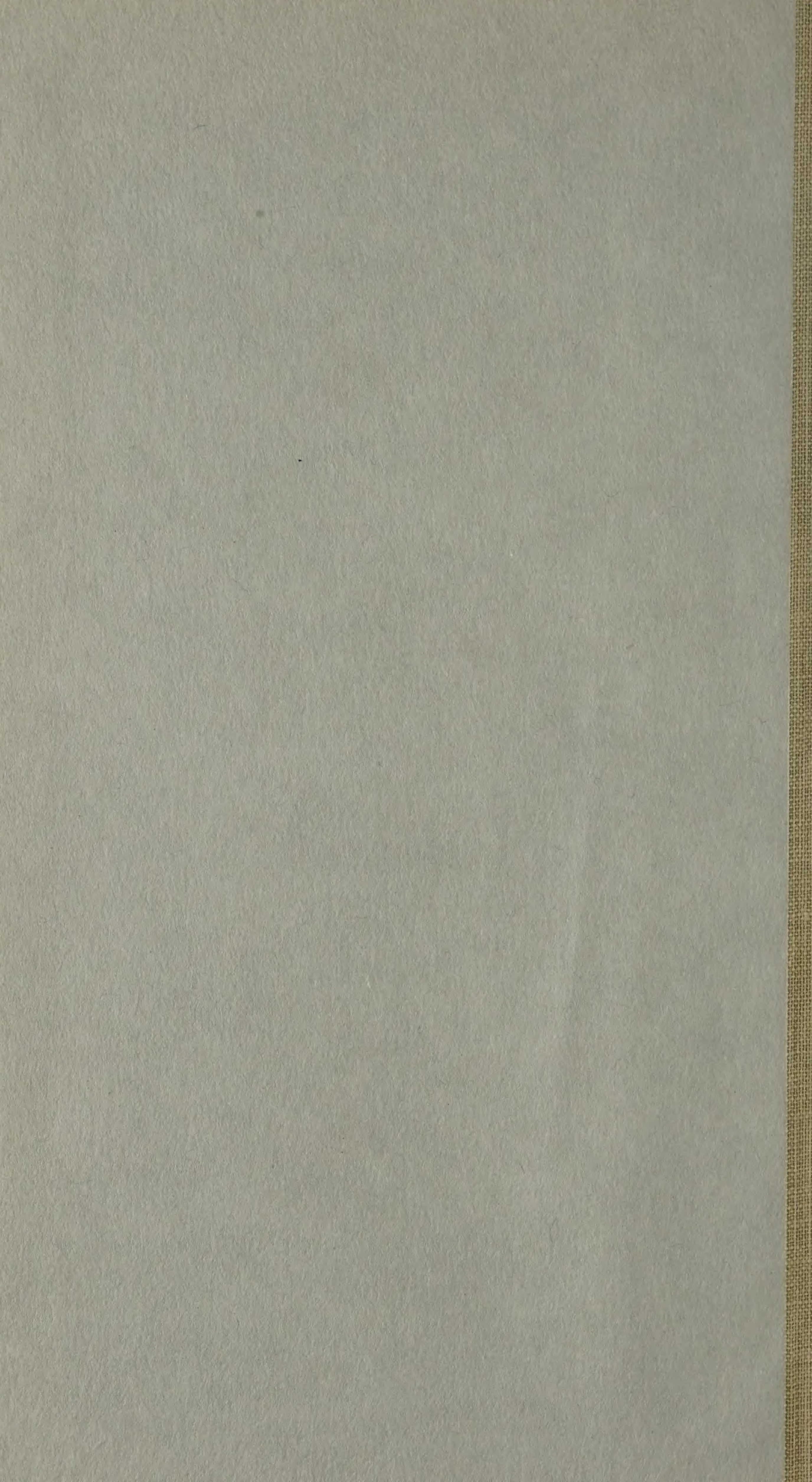
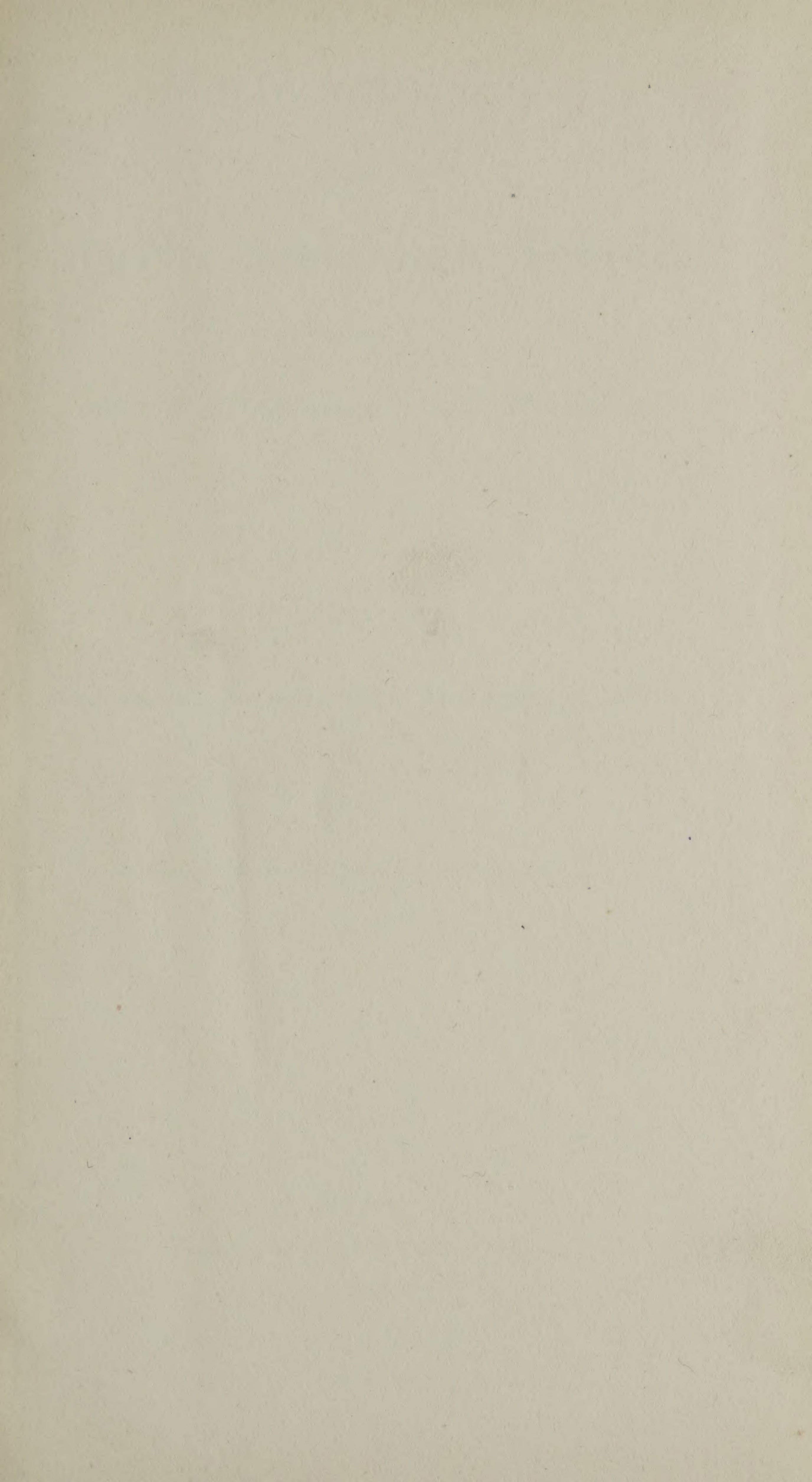










Verhandlungen

des

Naturhistorischen Vereins

der

preufsischen Rheinlande und Westfalens.

Dreiundsiebenzigster Jahrgang, 1916.

Mit Tafel I—XII und 23 Textfiguren.

Bonn.

In Kommission bei Friedrich Cohen.

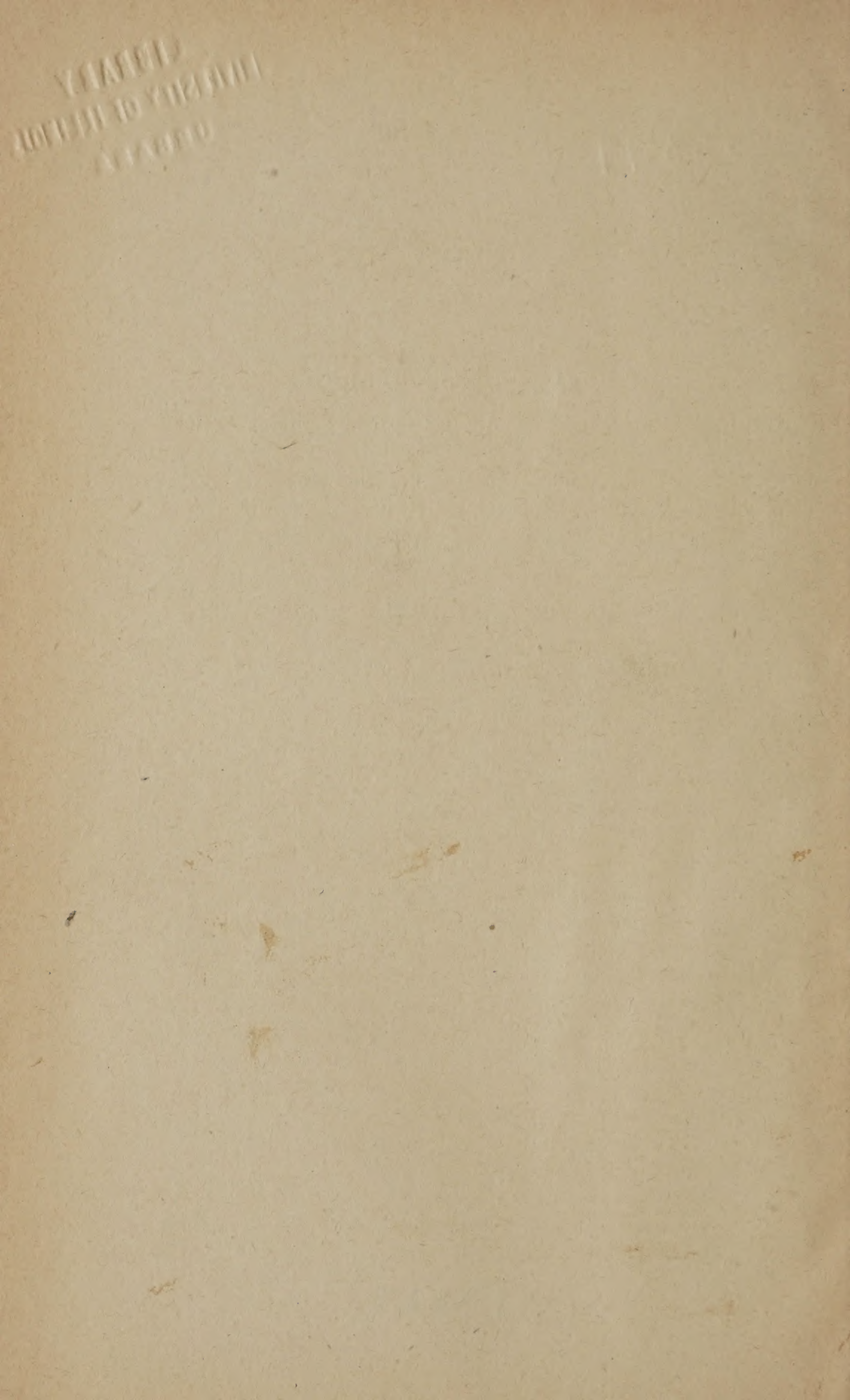
1918.

Für die in dieser Vereinsschrift veröffentlichten Mitteilungen sind die betreffenden Autoren allein verantwortlich.

Inhalt.

Geologie und Geographie.

Angelegenheiten des Naturhistorischen Vereins.



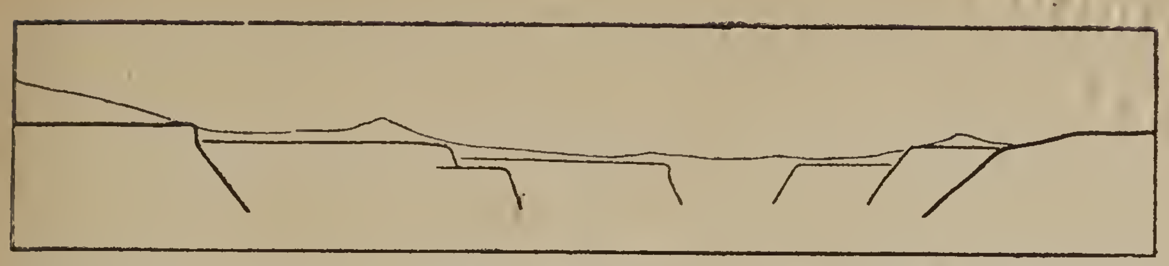
Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn.

Von

Dr. Fr. A. Jungbluth,
Oberlehrer in Bonn.

Mit Tafel I—III und 9 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.



Blick ins Rheintal vom Birgeler Kopf stromaufwärts.

(Die sechs ebenen Hochflächen links und rechts gehören zur Hauptterrasse.)

I. Einführung.

Wandert man zwischen Andernach und Bonn auf den Höhen zur Seite des Rheins, so trifft man derart häufig Flußschotter hoch über der heutigen Talebene, daß man meinen möchte, die wissenschaftliche Erforschung dieser Absätze habe schon früh die Gelehrten gereizt. Aber gerade den Bildungen der jüngsten geologischen Vergangenheit haben die älteren Geologen nur geringe Aufmerksamkeit geschenkt. So setzt denn auch die planmäßige Untersuchung alter Rheinablagerungen erst mit dem Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts ein.

Zwar erkannte schon Thomae (1835), daß man in jenen hochliegenden Schottern eine „Musterkarte von rheinischen Geschieben“ vor sich habe, und C. F. Roemer konnte bereits 1844 „in einer Höhe von mehreren hundert Fuß über dem jetzigen Spiegel des Rheins ein ehemaliges Flußbett in einem meilenweit ausgedehnten Tal“ verfolgen. Auch sprach schon v. Oeynhausen (1847) die Vermutung aus, daß eine „große kontinentale Terrainerhebung den abfließenden Gewässern die Fallkraft verliehen habe, welche sie zur Talbildung befähigte“, und stellte fest, daß sich „überall in dem Rheintal bis abwärts Bonn mit Flußgeschieben überdeckte Berg-

terrassen erkennen“ lassen. Aber damit war bis auf lange Zeit das Bedürfnis nach wissenschaftlicher Erklärung befriedigt.

Selbst von Dechen brachte (1884) in seinen klassischen „Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen“, in denen er alle bis dahin bekannten Vorkommen alter Kiesablagerungen zusammenfassend beschrieb, die Frage nur insofern weiter, als er die Ablagerungen auf den „kleineren oder größeren Hochebenen aufwärts der oberen Talstufen“ als „Diluv“ bezeichnete, jene in den Tälern „ohne Unterschied, ob dieselben sich hoch an den Abhängen, nahe über oder in der Talebene (Talsohle) befinden“, dagegen für Alluvium erklärte. Eine schärfere zeitliche Einordnung versuchte Pohlig (1883), indem er „Plateauschotter“ und „Terrassenschotter“ seiner Trogontherienstufe und den „Talschotter“ seiner Mammutstufe zurechnete. Im allgemeinen begnügte man sich aber bis zur Jahrhundertwende mit der Unterscheidung von diluvialen und alluvialen Absätzen. Dabei herrschte noch keine Übereinstimmung in der Frage, wo zwischen den beiden Bildungen die Grenze zu ziehen sei. Man zog sie im Lauf der Jahre immer tiefer, also enger: Lepsius (1887—92) nahm noch für eine „Vorterrasse“, die sich von Poppelsdorf über Dransdorf nach Roisdorf in etwa 70 m Höhe hinzieht, „altalluviales“ Alter an. Laspeyres (1900) beschränkte das Alluvium auf den — bei Bonn durchschnittlich 60 m hohen — ebenen Talgrund. Kaiser endlich erklärte in seinem Vortrag auf dem Kölner Geographentag 1903 auch diese Schotterterrasse für diluvial und ließ lediglich das eigentliche Überschwemmungsgebiet des heutigen Stromes als Alluvium gelten.

In dem genannten Vortrag und den Veröffentlichungen der nächsten Jahre (1906—1908) führte dann Kaiser für das Gebiet zwischen Neuwieder Becken und Köln-Bonner Bucht als erster eine auf die Lagerungsverhältnisse und das Gesteinsgefüge der ver-

schiedenen Schotterterrassen aufgebaute Gliederung durch und schuf damit die Grundlage für weitere Untersuchungen. In den Geschiebemassen, welche die Hochfläche zu beiden Seiten des Rheins in weiter Ausdehnung überdecken, also dem „Diluv" von Dechens oder dem „Plateauschotter" Pohligs, erkannte Kaiser zwei deutlich verschiedene Ablagerungen. Die tiefere Stufe, welche den weitaus größten Teil aller dieser Flußabsätze umfaßt, bezeichnete er, einen Vorschlag Philippsons (1899) aufgreifend, als Hauptterrasse[1]); von ihr trennte er die in nur wenigen Resten von geringer Ausdehnung erhalten gebliebenen höheren Schotter, die sich als vordiluvial, nämlich pliocän, erwiesen und nach einem besonders auffallenden Leitgeschiebe den Namen Kieseloolithschotter erhielten. Auch im „Gehängediluvium" schied Kaiser mehrere Stufen aus und nannte sie Mittelterrassen zum Unterschied von der den ebenen Talboden einnehmenden Niederterrasse.

Diese grundlegende Gliederung Kaisers hat sich im allgemeinen durchaus bewährt und ist in den folgenden Jahren für das ganze Rheingebiet von Bingen bis Holland (Mittel- und Niederrhein) durchgeführt worden. (Fliegel, Mordziol u. v. a.)

Ein Vergleich mit der Entwicklung des Pleistocäns des Oberrheins brachte Steinmann (1906), der eine derartige Parallelisierung als erster versuchte, zu der Auffassung, daß Nieder- und tiefere Mittelterrassen in beiden Gebieten einander entsprechen, während die höchste Mittelterrasse Kaisers mit der Hochterrasse und die Hauptterrasse mit dem jüngeren Deckenschotter des Oberrheins und Alpenvorlandes gleichaltrig seien.

Untersuchungen über die zeitliche Einordnung anderer örtlicher geologischer Vorgänge aus der Diluvialzeit in

---

1) Für die Gegend aufwärts Coblenz hatte Em. Kayser diesen Ausdruck für die höchste, breiteste Terrasse schon 1892 gewählt.

die Reihe der Rheinterrassen haben, wie hier kurz eingeschaltet sein möge, folgende Ergebnisse gezeitigt:

1. Der Staubfall, der zur Lößbildung führte, ist vor der Bildung der Niederterrasse niedergegangen (Steinmann 1906).

2. Die vulkanischen Ausbrüche, die die Bimssteindecke des Wieder Beckens hervorgerufen haben, fanden nach Ausbildung der Niederterrasse statt. (Mordziol 1908).

3. Die Tätigkeit des Rodderbergkraters fällt in die Zeit zwischen Aufschüttung der Hochterrasse und der tieferen Mittelterrasse (Steinmann 1906).

Erst in den letzten Jahren, etwa von 1910 an, hat sich bei der eingehenden Untersuchung der ausgedehnten Schotterflächen des niederrheinischen Tieflandes allmählich die Überzeugung Bahn gebrochen, daß die von Kaiser aufgestellten Stufen noch weiter gegliedert seien. So stellte sich zunächst heraus, daß in dem Zeitraum, der den pliocänen „Urrhein“ von dem altdiluvialen Hauptterrassenrhein trennt, am Niederrhein noch eine besondere Schotterart zur Ablagerung gelangt ist, die von Fliegel als „Ältester Diluvialschotter“ bezeichnet wurde. Und in jüngster Zeit erkannte Fliegel in der niederrheinischen Niederterrasse noch eine jüngere Erosionsstufe an der Grenze gegen das Alluvium.

*

Nachzuprüfen, ob auch am unteren Mittelrhein außer den von Kaiser aufgestellten Stufen noch Reste einer ältesten und einer jüngsten Diluvialterrasse vorhanden seien, war die eine Aufgabe der vorliegenden Untersuchungen. Die andere bestand darin, die schon in früheren Arbeiten in allgemeinen Umrissen aufgezeichneten Terrassen dieses Gebietes in ihrer Ausdehnung nach Höhe und Breite genau festzulegen.

Die Abgrenzung des Arbeitsgebiets ergab sich aus der Erwägung, daß einerseits die Terrassenverhält-

nisse von Bingen bis Andernach namentlich seit den Arbeiten von Mordziol (1908—13) genau bekannt sind, während andererseits die sehr eingehenden Untersuchungen der niederrheinischen Geologen (Fliegel, Krause, Wunstorf, Quaas, Wolff, Kurtz, Steeger u. a.) in den letzten Jahren über die Rheinaufschüttungen von Bonn abwärts Klarheit verschafft haben. Zudem bildet die Strecke Andernach—Bonn auch morphologisch betrachtet eine Einheit, nämlich den unteren Teil des Rheindurchbruchtales Bingen-Bonn.

Die Anregung zu dieser Arbeit gewann ich aus den vortrefflichen Veröffentlichungen Mordziols. Bei der Durchführung meiner Untersuchungen fand ich durch den Direktor des Geol. Instituts der Universität Bonn, Herrn Geheimrat Prof. Dr. Steinmann, vielseitigste Unterstützung; ich bin ihm hierfür zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

II. Benutzte Arbeiten und Karten.

1. Arbeiten[1]).

1835. Thomae, C.: Der vulkanische Roderberg. Bonn.

1844. Roemer, C. F.: Das rheinische Übergangsgebirge. Hannover.

1847. v. Oeynhausen, C.: Erläuterungen zu der geognostisch-orographischen Karte der Umgebung des Laacher Sees. Berlin.

1859. von Dechen, H.: Über den Roderberg. S. N. V. S. 63.

1) Erklärung der Abkürzungen:

J. Pr. L. = Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt. Berlin.

Z. D. G. Ges. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (M. B. = Monatsberichte).

V. N. V. = Verhandlungen } des Naturhistorischen Vereins der
S. N. V. = Sitzungsberichte } preuß. Rheinlande u. Westf. Bonn.

1861. von Dechen, H.: Geognostischer Führer in das Siebengebirge am Rhein. Bonn.
1864. — Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkanischen Umgebung. Bonn.
1865. — Physiographische Skizze des Kreises Bonn. Bonn.
1882. Gurlt: Über das niederrheinische Diluvium. S. N. V. S. 141.
1883. Pohlig, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Umgegend von Bonn. S. N. V. S. 225.
1883. — Einteilung des niederrheinischen Plistocäns. S. N. V. S. 228.
1884. von Dechen, H.: Erläuterungen zur geolog. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Band.
1887. Pohlig, H.: Über geol. bemerkenswerte Punkte in der Umgegend von Bonn. S. N. V. S. 255.
1887. — Über einige geologische Aufschlüsse bei Bonn. Z. D. G. Ges. S. 811.
1887—1892. Lepsius, R.: Geologie von Deutschland. I. Teil. Stuttgart.
1889. Honsell: Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse. Berlin.
1892. Kayser, Em.: Erläuterungen zu Blatt Coblenz der geol. Spezialkarte von Preußen.
1897. Kaiser, E., Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. V. N. V. S. 77.
1897. Heusler, C.: Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel.
1897. Schlüter, Cl.: Zur Heimatfrage jurassischer Geschiebe im west-german. Tiefland. Z. D. G. Ges. S. 486.
1897. Stürtz, B.· Über das Tertiär der Umgebung von Bonn. Ebenda S. 417.
1898. Steinmann, G.: Die Entwickelung des Diluviums in Südwest-Deutschland. Z. D. G. Ges.
1899. Philippson, A.: Entwicklungsgeschichte des rheinischen Schiefergebirges. S. N. V. S. 48.
1899. Förster, B.: Jüngerer Löß auf der Niederterrasse. Mitteil. d. Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothr. S. 57.
1900. Laspeyres, H.: Das Siebengebirge am Rhein. V. N. V. S. 121. (Sondérabdruck 1901.)
1901. Leppla, A.: Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte. Blätter: Neumagen, Wittlich usw.
1902. Lorié, J.: Le rhin et le glacier scandinave quaternaire. Bull. Soc. belge. Mémoires p. 129.
1902. Gutzwiller, A.: Zur Altersfrage des Löß. Verh. der Naturf. Ges. in Basel. XIII. S. 271.

1903. Holzapfel: Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. J. Pr. L. S. 483.
1903. Philippson, A.: Zur Morphologie des rheinischen Schiefergebirges. Verh. d. 14. D. Geogr. Tages zu Cöln. S. 193.
1903. Kaiser, E.: Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölner Bucht. Ebenda. S. 206.
1905. Pohlig, H.: Die Eiszeit in den Rheinlanden. Z. D. G. Ges. S. 246.
1906. — Une ancienne embouchure de la Meuse près de Bonn. Bull. Soc. Belge de Geol. Proc. verb. p. 171.
1906. — Eine alte Maasmündung bei Bonn? Z. D. G. Ges. Ber. 11.
1906. Rauff, H.: Vulkangebiet des Laacher Sees. Z. D. G. Ges. Ber. 255.
1906. Kaiser, E.: Basaltdurchbrüche und Rheinterrassen bei Linz, Rolandseck und Rodderberg. Ebenda S. 277.
1906. — Rheinterrassen zwischen Bonn und Cöln. Ebenda S. 287.
1906. Fliegel, G.: Das linksrheinische Vorgebirge. Ebenda S. 291.
1906. Kaiser, E.: Das akad. Gut Dikopshof. Abh. Pr. G. Landesanst. Berlin.
1906. Steinmann, G. Über das Diluvium am Rodderberge. S. N. V. S. 21.
1906. Steuer, A.: Über das Vorkommen von Radiolarienhornstein in den Diluvialterrassen des Rheintals. Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde i. Darmstadt.
1907. Kaiser, E.: Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrhein. Bucht. J. Pr. L. S. 57.
1907. Fliegel, G.: Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Ebenda S. 92.
1907. Mordziol, C.: Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Ebenda S. 122.
1907. Wahnschaffe, F.: Ber. über gemeinsame Begehungen der diluv. Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiet. J. Pr. L. S. 498.
1907. Stürtz, B.: Das Rheindiluvium talwärts von Bingerbrück. V. N. V. S. 1.
1907. Kaiser, E.: Remarques au sujet de la note de M. Pohlig: „Une ancienne embouchure etc.“ Bull. Soc. belge de Geol. S. 241.
1907. Fliegel, G.: Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn. Z. D. G. Ges. Ber. S. 256.

1907. Kaiser, E.: Bericht über die 1. Exkursion des Niederrhein. geolog. Vereins. S. N. V. S. 18.

1907. Mordziol, C.: Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. S. N. V. S. 7.

1908. Lorié, J.: De Terrassen langs den rechten Rhijnoever beneden het Zevengebergte. Tijdschr. Kon. Nederl. Aardr. Gen. S. 282.

1908. Mordziol, C.: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrhein. Teiles des Neuwieder Beckens. J. Pr. L. I. S. 348.

1908. — Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im rheinischen Schiefergebirge. Z. D. G. Ges. M. B. S. 270.

1908. Oestreich, K.: Studien über die Oberflächengestalt des rhein. Schiefergeb. Peterm. Mitt. S. 73.

1908. Wilckens, O.: Radiolarit im Culm der Attendorf-Elsper Doppelmulde. Z. D. G. Ges. M.-B. S. 354.

1908. Kaiser, E.: Entstehung des Rheintales. Verh. D. Naturf. und Ärzte. Cöln.

1908. Fenten, J.: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. V. N. V. S. 164.

1909. Steuer, A.: Über Tertiär und Diluvium usw. S. N. V. S. 30.

1909. Meyer, H. L. F.: Über Radiolarite im Dillenburgischen. S. N. V. S. 10.

1909. Brockmeier, H.: Funde aus dem Tertiär und Diluvium von M.-Gladbach. S. N. V. S. 2.

1909. Oestreich, K.: Studien über die Oberflächengestalt des rhein. Schiefergebirges. Peterm. Mitt. S. 57.

1909. Fliegel, G.: Rheindiluvium und Inlandeis. V. N. V. II. S. 327.

1909. Krause, P. G.: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. J. Pr. L. II. S. 91.

1909. Hug, J.: Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. Z. f. Gletscherkunde. S. 214.

1910. Fliegel, G. und Stoller, J.: Jungtertiäre und altdil. pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. J. Pr. L. I. S. 233.

1910. Wunstorf, W. und Fliegel, G.: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abhandl. Pr. Geol. Landesanst. N. F. 67.

1910. Mordziol, C.: Die geol. Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des rhein. Schiefergeb. Geol. Rundschau S. 313.

1910. — Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales. Z. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin.

1910. Borgstätte, O.: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen des unteren Moseltales. Diss. Gießen.

1910. Dietrich, B.: Morphologie des Moselgebiets zwischen Trier und Alf. V. N. V. I. S. 83.

1910. Leppla, A. Das Diluvium der Mosel. J. Pr. L. II. S. 343.

1910. Kurtz, E.: Das Mündungsgebiet des Rheins und der Maas zur Diluvialzeit. Progr. Gymnas. Düren.

1910. Quaas, A.: Erläuterungen zu Blatt Vettweiß.

1910. Kranz, W.: Zur Tektonik des Siebengebirges. Z. D. G. Ges. M.-B. S. 153.

1911. Brockmeier, H.: Über engere Beziehungen zwischen den Kieseloolithschichten u. d. Schottern d. Hauptterrasse in Dahl bei M.-Gladbach. S. N. V. II. S. 55.

1911. Quaas, A.: Die Tiefbohrung Waurichen I. J. Pr. L. S. 353.

1911. Stamm, K.: Ber. über die Exkurs. d. Niederrhein. geol. Vereins nach Duisdorf b. Bonn. S. N. V. II. S. 70.

1911. Krause, P. G.: Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westl. Niederrheingebietes. J. Pr. L. II. S. 126.

1911. Zimmermann II: Kartierung des Lehrfeldes f. d. landwirtschaftliche Hochschule in Bonn-Poppelsdorf. J. Pr. L. II. S. 424.

1912. Krause, P. G.: Erläuterungen zu Blatt Stommeln.

1912. Wunstorf, W.: Erläuterungen zu Blatt M.-Gladbach.

1912. Quaas, A.: Erläuterungen zu Blatt Titz.

1912. Gutzwiller, A.: Die Gliederung der Diluvial-Schotter in der Umgebung von Basel. Verh. d. Naturf. Ges. in Basel. XXIII. S. 57.

1912. Mordziol, C.: Die Austiefung des Rheindurchbruchtals während der Eiszeit. Braunschweig.

1912. Fliegel, G.: Neue Beiträge zur Geol. des Niederrhein. Tieflandes. J. Pr. L. S. 418.

1912. Kranz, W.: Hebung oder Senkung beim rheinischen Schiefergebirge? (VII. Diluvium im Schiefergeb.) Z. D. G. Ges. M.-B. S. 33.

1913. Kurtz, E.: Die diluv. Flußterrassen am Nordrande von Eifel und Venn. V. N. V. S. 57.

1913. — Die Verbreitung der diluv. Hauptterrassenschotter von Rhein u. Maas in der niederrhein. Bucht. V. N. V. S. 87.

1913. Wunstorf, W.: Über Löß und Schotterlehm im niederrhein. Tiefland. V. N. V. S. 293.
1913. Mordziol, C.: Geol. Wanderungen durch das Diluvium und das Tertiär der Umgebung von Coblenz (Neuwieder Becken). Braunschweig.
1913. Jakobs, J.: Wanderungen und Streifzüge durch die Laacher Vulkanwelt. Braunschweig.
1913. Steeger, A.: Der geol. Aufbau und die Entstehung des Hülser Berges. Mitt. d. Naturwiss. Museums zu Crefeld.
1914. Wandhoff, E.: Die Moselterrassen von Zeltingen bis Cochem. Diss. Gießen.
1914. Philippson, A.: Die Erosion des fließenden Wassers. (3. Vortrag.) Gotha.

2. Karten.

1847. v. Oeynhausen, C.: Geognostisch-orograph. Karte der Umgebung des Laacher Sees.
1884. v. Dechen, H: Geolog. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Sekt. Coblenz, Mayen, Cöln.
1897. Kaiser, E.: Geol. Karte des Nordabfalles des Siebengebirges.
1900. Laspeyres, H.: Geol. Karte des Siebengebirges.
Die Meßtischblätter: Neuwied (3214), Burgbrohl (3213), Waldbreitbach (3158), Linz (3157), Königswinter (3098), Godesberg (3097), Siegburg (3036) und Bonn (3035).

III. Die Kieseloolithterrasse.

1. Geschichtliches.

Reste der ältesten, also im Durchbruchstal höchsten Rheinterrase sind im Arbeitsgebiet nur recht spärlich vorhanden. Hieraus erklärt es sich, daß sie erst verhältnismäßig spät als solche erkannt worden sind.

Zwar hatte schon von Oeynhausen auf seiner Karte des Laacherseegebiets (1847) auf dem Höhenrücken zwischen dem Brohl- und dem Vinxtbachtal „weiße Quarzgerölle" eingezeichnet; von Dechen erwähnte auch in seinen Erläuterungen (1884 S. 742) dieses Vorkommen, sagte aber nichts über die eigenartige Zusammensetzung der Kiese, so daß noch Lepsius, auf von Dechen fußend,

in seiner „Geologie von Deutschland" (1887—92, S. 214) ausdrücklich feststellte, daß „pliocäne Schichten bis jetzt im westlichen Deutschland nicht bekannt geworden seien".

Der erste Anstoß zur Aufdeckung dieser vordiluvialen Rheinablagerung ging von einer Stelle an der Grenze unseres Arbeitsgebicts, am Rande der Niederrheinischen Bucht aus: südlich von Duisdorf (Blatt Bonn) fand Pohlig 1883 (S. 225) einen Flußkies, der sich von gewöhnlichem Rheinschotter vor allem durch reichen Gehalt an verkieselten Organismenresten (Stielglieder von Seelilien, Austernschalen usw.) auszeichnete. Diesen Versteinerungen schrieb Pohlig jurassisches Alter, der Ablagerung selbst pliocänes Alter zu.

Beide Annahmen erklärte von Dechen (1884) für zweifelhaft und ließ nur gelten, daß die Kiese „von den Rheingeschieben und sonstigen Ablagerungen des Stromes scharf geschieden" seien. Später unterzog Schlüter (1897) den „Duisdorfer Gartenkies" einer eingehenden Untersuchung; die Bestimmung der Fossilreste brachte auch ihn zu der Überzeugung, daß sie aus dem Jura stammten. Als weitere kennzeichnende Eigentümlichkeit erkannte er die Anwesenheit zahlreicher verkieselter Kalkoolithe. Unentschieden blieb noch, wann der Fluß diese eigenartigen Kiese abgelagert habe. Stürtz (1897) zweifelte die Richtigkeit der Pohligschen Altersbestimmung an; auch Laspeyres (1900) schloß sich ihr nicht an, sondern stellte die Kiese zu seinen „quarzigen, liegenden Schichten des Siebengebirges", also ins Miocän. Demgegenüber blieb Pohlig (1905) bei seiner ursprünglichen Auffassung, wonach der Strom der „Duisdorfer Stufe" in pliocäner Zeit geflossen sei. Unter Berufung auf die Tatsache, daß an der Maas ähnliche Absätze vorkommen, machte er später (1906 in zwei Arbeiten) die genauere Annahme, es handle sich auch bei Duisdorf um pliocäne Maaskiese: die Maas oder wenigstens ein Teil von ihr, habe früher an der Stelle in den Rhein gemündet, wo heute Bonn steht.

Dieser Auffassung trat Kaiser auf Grund von Beobachtungen, die er selbst mittlerweile im Gebiet zwischen Mosel und niederrheinischer Bucht, Fliegel weiter rheinabwärts und Mordziol weiter rheinaufwärts gemacht hatten, entschieden entgegen.

Kaiser hatte nämlich, wie er zuerst auf dem Cölner Geographentage 1903 mitteilte, über dem Niveau der Hauptterrasse in 210—270 m Höhe eine Terrasse „von Oberlützingen bei Burgbrohl aus an dem Lohrsdorfer Kopf und an der Landskrone entlang ein Stück das Ahrtal hinauf“ verfolgen können, deren Schotter sich wesentlich von denen der nächst tieferen Terrasse unterschieden: „Vor allem fehlen die (für die Ablagerungen des Rheins der Hauptterrasse charakteristischen) Eruptivgesteine des Nahe- und Lahngebiets. Fast die ganze Masse bilden wenig gerundete, meist nur kantengerundete Bruchstücke von Milchquarzen, zu denen eigenartige verkieselte oolithartige Gesteine („Kieseloolithe“) und Hornsteine, hinzutreten. Die neben dem Quarz auftretende Hauptmasse der Gesteine besteht aus den „Kieseloolithen“ (S. 210). Auf diese Terrasse machte Kaiser auch die Teilnehmer an der Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft im August 1906 aufmerksam, während Fliegel bei dieser Gelegenheit die Verbreitung übereinstimmender Ablagerungen im linksrheinischen Vorgebirge zum ersten Mal bekannt machte. (Vergl. Exkursionsbericht.)

Im Jahrbuch (der Pr. Geol. Land.-Anst.) für 1907 berichtete Kaiser dann ausführlicher über seine Untersuchungen der „bisher als oligocän bezeichneten Quarzkiese zwischen Mosel und Niederr. Bucht“. Das wichtigste Ergebnis war, daß die oolithführenden Schotterreste sich einerseits wesentlich von den miocänen „quarzigen, liegenden Schichten des Siebengebirges“, andererseits aber auch ebenso ausgesprochen von altdiluvialen Rheinkiesen unterscheiden, untereinander dagegen große Übereinstimmung aufweisen, so daß sie als Überbleibsel einer einheitlichen Bildung aus wahrscheinlich pliocäner Zeit anzu-

sprechen seien. Er nannte die Vorkommen bei Kobern, Kell, Oberlützingen, Waldorf, Remagen, Meckenheim und Duisdorf. Die „weißen Quarzschotter des unteren Ahrtales“ hielt er für eine gleichaltrige Bildung.

Im gleichen Bande des Jahrbuches beschrieb Fliegel pliocäne Quarzschotter aus der Niederrheinischen Bucht, die petrographisch mit den von Kaiser beobachteten übereinstimmen, und Mordziol teilte mit, daß er in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens ebenfalls Oolithe festgestellt habe. Im Gebiet von Bingen bis zur Mosel wies dann Mordziol noch im selben Jahre (S. N. V. S. 7) Oolithe und jurassische Versteinerungen führende Schotter bei Reitzenhain, Urbar und Morshausen nach. Damit war „ein Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein“ hergestellt, und es drängte sich die Folgerung auf, daß alle jene Oolithschotter als Absätze eines pliocänen „Urrheins“ aufzufassen seien, der schon im wesentlichen die Richtung des heutigen Flusses hatte. (Mordziol 1907, 1908, Oestreich 1908 u. a.)

Diesen Schluß zog auch Kaiser (1907 Bull. Soc. Belge p. 241) und kam dadurch zur Ablehnung des von Pohlig für die Herkunft der Duisdorfer Kiese gegebenen Erklärungsversuches. In dieser Stellungnahme fand er Unterstützung durch Fliegel (1907 Z. D. G. Ges.), der noch im selben Jahre die Oolithschotter der Maas von Lüttich abwärts weiter verfolgte.

In den folgenden Jahren sind dann die Ablagerungen der Kieseloolithstufe in einzelnen Gebieten besonders eingehend studiert worden, so von Mordziol (1908) im Neuwieder Becken, von Wunstorf und Fliegel (1910) und von Fliegel und Stoller (1910) im Niederrheinischen Tiefland. Auch an der Mosel wurden Schotter, die Leppla (1901) schon als besondere Bildung beschrieben, aber nicht näher bestimmt hatte, als pliocäne Oolithschotter erkannt und genauer bearbeitet (Borgstätte 1910, Dietrich 1910, Wandhoff 1914).

2. Verbreitung und Höhenlage der Kieseloolithterrasse.

Eine Folge all dieser Untersuchungen war naturgemäß, daß sich die Vorstellungen von den wesentlichen Eigenschaften der pliocänen Terrasse immer mehr klärten und verdichteten. Dazu trug noch erheblich bei, daß, wie in der Einführung schon kurz erwähnt ist und im nächsten Abschnitt ausführlich dargelegt werden soll, am Niederrhein eine Ablagerung aufgedeckt wurde, die, sich zeitlich zwischen Oolithschotter und Hauptterrasse als ältestdiluviale Bildung einschiebend, auch in ihrem petrographischen Verhalten zwischen beiden eine Mittelstellung einnimmt.

Da diese neuaufgefundene Terrasse in ihrem Gesamthabitus der Kieseloolithterrasse recht ähnlich sieht, ihr Vorhandensein aber bei Abfassung der Kaiserschen Arbeit im Jahrbuch für 1907 noch nicht bekannt war, so war die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß beim Fehlen zuverlässiger Aufschlüsse Teile dieser Terrasse als Reste der Oolithstufe aufgefaßt worden waren.

In der Tat scheint dies — wie im folgenden Abschnitt näher dargelegt wird — an zwei Stellen geschehen zu sein, nämlich bei Waldorf und am Scheidskopf bei Remagen, hier allerdings nur bei dem tieferen Vorkommen in Höhe der Försterei Plattborn. Es bleiben also von den bei Kaiser erwähnten Fundorten als unverkennbare Reste der Oolithterrasse im Gebirge: Kell, Oberlützingen und Scheidskopf bei Remagen (höchste Grube), und am Rand der niederrheinischen Bucht: Meckenheim (Lüftelberg-Flerzheim) und Duisdorf. Außer an diesen Stellen fand ich Kieseloolithschotter auf einer Terrasse östl. der Schweppenburg [Brohltal], bei Ükesdorf b. Bonn und am Hardtberg bei Duisdorf. Danach wäre also die Verbreitung der Oolithterrasse im Arbeitsgebiet die folgende (vergl. Tafel III unten):

1. Riedel zwischen dem letzten rechten Zufluß des Pönterbachs und dem Brohlbach. Auf

diesem östlich von Schloß Schweppenburg aufsteigenden Rücken zeichnet sich über dem Niveau der Hauptterrasse landschaftlich deutlich eine Terrasse ab. Sie muß schon Laspeyres (1900) aufgefallen sein, denn er verzeichnet (S. 138) unter „Rheinberg bei Brohl" bei 264 m „Lehm auf Schotter". Allerdings rechnet er diese Schotter zu seinem „Plateaudiluvium". Nun fehlt zwar ein eigentlicher Aufschluss; aber die auf der fast wagerechten Fläche südlich von Punkt 264 (Blatt Burgbrohl) zwischen Jagen 181 und 179 angelegten Felder sind mit einer Schotterart bestreut, die unverkennbar pliozänes Gepräge trägt. Es sind fast ausschließlich gut gerundete und geglättete Quarze. An dem zum Heilbrunnen im Pönterbachtal hinabführenden Wege ist bei 250 m die Auflagerung auf Devon zu erkennen. Auf diesem Terrassenrest stand früher der „Spiessche Hof"; vergl. v. Oeynhausensche Karte (1847) und v. Dechen (1884, S. 741).

2. Riedel zwischen Pönterbach und Tönnissteiner Bach. Von Kell aus zieht sich nach Norden eine stark mit Löß überdeckte Terrasse. Geschiebe treten am Ausgehenden der Schotter gegen die Talhänge zutage.

3. Riedel zwischen Brohlbach und Vinxtbach. Von der Schotterbedeckung dieses Rückens von Oberlützingen wird im folgenden Abschnitt ausführlicher zu sprechen sein. Hier sei nur erwähnt, daß sich die landschaftlich vorzüglich ausgeprägte Terrasse von Niederlützingen bis jenseits des Herchenberges zieht, wie Kaiser (1907, S. 74) zutreffend angegeben hatte. Auch hier verdeckt eine mächtige Lößablagerung auf der eigentlichen Fläche die Geschiebe. Nur westlich von Niederlützingen, am Westausgang von Oberlützingen und westlich des Herchenberges am Gehänge liegen sie frei auf den Feldern. Aufgeschlossen findet man sie in der Tongrube am Südfuße des Herchenberges: zum größten Teil wohlgerundete Quarze, dazu Oolithe und jurassische Begleitgesteine in reichlicher Menge.

Ob die über dem Basaltbruch am Gehänge über Bahnhof Burgbrohl liegenden Schotter typische Oolithschotter sind, wie Kaiser (1907, S. 74) annimmt, scheint mir zweifelhaft. Da sie, ebenso wie die über der Tongrube am Beunerhof liegenden Schotter, außer den kennzeichnenden Geröllen der pliozänen Stufe auch noch nesterweise miozänen Feinkies und devonisches Material enthalten, so möchte ich eher glauben, daß jene Ablagerungen einem alle älteren Absätze aufarbeitenden Zufluß des Rheins in ältestdiluvialer Zeit ihre Entstehung verdanken. (Vergl. hierzu auch den Abschnitt über die Oberterrasse.)

4. Scheidskopf bei Remagen. Als Rest der Oolithterrasse kann hier m. E. (Vergl. S. 32) nur die Kuppe mit dem Höchstpunkt 241 (Blatt Linz) südlich der Försterei Plattborn herab bis etwa zur 230-m-Linie aufgefaßt werden. Der gute Aufschluß bei 235 m ist von Fenten (1908) eingehend beschrieben worden.

5. Nw. Meckenheim. In den bei Kaiser (1907. S. 70) erwähnten, jetzt verstürzten Gruben an der Straße Meckenheim-Lüftelberg (Blatt Godesberg), sind unter der Hauptterrasse die Oolithschotter nicht mehr zu sehen. Dagegen findet sich ein höchst ergiebiger Aufschluß nw. Lüftelberg an der Straße von Flerzheim nach Witterschlick. (Blatt Rheinbach der geologischen Landesaufnahme.)

6. Riedel zwischen Katzenlochbach und Hardtbach (Blatt Bonn). Auf diesem Rücken liegt die seit Pohligs Veröffentlichung (1883) bekannte und viel besuchte „Duisdorfer Kuhle". Westlich davon findet sich in gleicher Höhe am Abhang des Hardtberges gegen Duisdorf hin jetzt eine weitere große Kiesgrube, in der die pliozänen Schichten allerdings nicht so tief freigelegt sind. Südöstlich von Duisdorf im Tale des Katzenlochbachs ist bei Ükesdorf in 130 m Höhe in einer jetzt verstürzten Kiesgrube derselbe Horizont nochmals aufgeschlossen. Stürtz (1907, S. 47) betrachtete dieses Vor-

kommen irrtümlich als typischen Rheinkies, also diluviale Bildung.

In der folgenden Übersicht sind die Höhenlagen der eben genannten Reste der Oolithterrasse zusammengestellt:

Ort	Höhe üb. NN.	Lage
1. östl. Schweppenburg	250—265 m	Gebirge
2. ndl. Kell	250—260 m	
3. rd. um Oberlützingen	240—255 m	
4. östl. Scheidskopf bei Remagen	230—240 m	
5. nwstl. Meckenheim	160—165 m	Rand der Niederrh. Bucht
6. sdl. Duisdorf	125—145 m	

Innerhalb des Gebirges weist die Terrasse also einen gleichmäßigen Abfall auf, so daß wir hier im Gegensatz zu den Verhältnissen im Neuwieder Becken (Vergl. Mordziol 1908, S. 380) keinerlei Störungen des pliozänen Talbodens anzunehmen brauchen.

Das heutige Gefälle der Terrasse ist, soweit sich aus den wenigen Zahlen ersehen läßt, verhältnismäßig schwach. Ein Vergleich mit der Höhenlage der Hauptterrasse (Siehe Tafel III oben) ergibt, daß das altpliozäne Rheinbett durchschnittlich 40 m höher lag als das des Hauptterrassenrheins.

Am Rande der Niederrheinischen Bucht aber stürzt der Sockel der Terrasse plötzlich um 70 m ab. Das weist, wie Kaiser (1907, S. 72) schon betonte, auf das Absinken einer Randscholle hin. Da die Hauptterrasse in diesem Gebiet ihr gleichmäßiges Gefälle behält, also die pliozänen Schichten überlagert, muß diese Senkung vor Ausbildung der Hauptterrasse geschehen sein. Der starke Höhenunterschied auf der kurzen Strecke Meckenheim-Duisdorf rührt hingegen m. E.

von Bewegungen her, die nach Ablagerung der Hauptterrasse stattgefunden haben. (Vergl. S. 66.)

Die Lage dieser dürftigen Reste des altpliozänen Flusses (vergl. die Eintragung auf Tafel III unten) gestattet nur unsichere Rückschlüsse auf dessen Lauf. Seine Richtung war im allgemeinen nordwestlich und fiel also schon im großen und ganzen mit der des heutigen Rheins zusammen. Hat schon dieser älteste Strom die Durchbruchspforte bei Andernach vorbereiten helfen, so muß er in der Gegend des Fornicher Kopfes (Hohe Buche; Blatt Neuwied), der damals freilich noch nicht durch seine Basalthaube erhöht war, zuerst stark westlich und dann sogar südwärts umgebogen sein. Der Grund für ein solches eigenartiges Verhalten wäre vielleicht darin zu suchen, daß der Fluß hier tiefer liegendes Gelände, den letzten südlichsten Ausläufer, die „oberste, seichteste Staffel“ (Philippson 1903, S. 201) des Köln-Bonner Einbruchs vorfand.

Der Zusammenhang der Vorkommen von Kell bis Remagen ist klar. Welche Verbindung aber besteht zwischen dem letzten Rest im Gebirge am Scheidskopf und dem abgesunkenen bei Meckenheim? Den nächsten, geradlinigen Weg kann der Fluß nicht eingeschlagen haben, denn auf dieser Strecke liegen noch heute in teils gleicher, teils niedrigerer Höhe miocäne Kiese. Wahrscheinlich ist also auch dieser Urrhein schon, ähnlich wie seine beiden Nachfolger (Vergl. S. 41 und S. 67) vor den mächtigen Steinpfeilern des Siebengebirges ausweichend bei Rolandseck scharf nach Westen abgebogen.

Die Mächtigkeit der Kieseloolithablagerung ist im Gebirge, soweit sich aus den wenigen Aufschlüssen ersehen läßt, nur gering; sie bleibt dort hinter denen der beiden ältesten Diluvialterrassen erheblich zurück. In der Bucht dagegen erreicht sie höhere Werte.

3. Petrographisches Verhalten der Kieseloolithschotter.

Über die petrographische Zusammensetzung der Kieseloolithschotter ist für unser Arbeitsgebiet von Kaiser (1907, S. 61), für die Niederrheinische Bucht von Fliegel (1907, S. 96 und 1910, S. 106) und für das Neuwieder Becken von Mordziol (1908, S. 374 und 1913, S. 53) ausführlich berichtet worden. Sie beobachteten übereinstimmend, daß die Schotter dieser Stufe ihre im Vergleich zu diluvialen Ablagerungen helle Gesamtfärbung (Sande: weiß, Kiese: lichtbraun) dem außerordentlich hohen Gehalt an weißen (Milch-)Quarzen verdanken. Diese lichte Farbe teilen sie mit den miozänen Schottern der Vallendarer Stufe, unterscheiden sich aber von diesen wesentlich durch die Anwesenheit der verkieselten Kalkoolithe (ausführliche Beschreibung bei Kaiser 1907). Mit diesen vergesellschaftet finden sich stets schwarze, kieselschieferartige Gerölle, feuersteinähnliche Hornsteine, Achate und Chalzedone, seltener auch Eisenkiesel: „Gesteine, die ihrer wesentlichen chemischen Zusammensetzung nach etwas anderes als Kieselsäure sind, scheinen ganz zu fehlen", stellte schon 1907 Fliegel zusammenfassend fest.

Die Rundung und Abrollung aller dieser Geschiebe ist durchweg gut, zum Teil, beispielsweise bei den meisten Quarzen und Kieselschiefern, vorzüglich. Es sind eben, wie auch der Reichtum an fremden Gesteinen beweist, Absätze eines Flusses mit langem Lauf. Die Berücksichtigung dieser Erkenntnis hat sich bei der Abtrennung der nächst jüngeren Terrasse als besonders fruchtbar erwiesen.

In Übereinstimmung mit dieser Auffassung steht, was Mordziol (1908, S. 374) mit Recht betont, daß die Gerölle durchschnittlich von mittlerer Größe sind. Dagegen trifft seine Beobachtung, daß die fremden Geschiebe nur in sehr kleinen Dimensionen (Bohnen- bis Haselnußgröße) vorkommen, für unser Gebiet nicht zu. Kieseloolithe von Faustgröße und darüber wurden mehr-

fach gesammelt. Auch diese großen Stücke sind, wie alle anderen Oolithe, im Gegensatz zu den kugel- bis eiförmig gerollten Quarzen vielkantig; Ecken und Kanten aber sind gut gerundet, die ebenen Flächen gut geglättet.

In keiner der oben angeführten Arbeiten wird das Vorkommen von Eruptivgesteinen des Nahe- oder Lahngebiets erwähnt. In seinem Vortrag auf dem Kölner Geographentag (1903, S. 209) hatte Kaiser ihr Fehlen vielmehr ausdrücklich betont (vergl. S. 14). Demgegenüber muß festgestellt werden, daß sowohl Porphyre als auch Melaphyre, wenn auch spärlich und meist in stark verwittertem Zustand, vorhanden sind.

Hält man hiermit zusammen, daß nach meinen Beobachtungen ein großer Teil der Kieselschiefer Radiolarienhornsteine sind, so erhellt daraus die Tatsache, daß schon der pliocäne Urrhein aus den Gebieten der heutigen Nahe und Lahn Zuflüsse erhielten: zur „Urmosel" (Vergl. Mordziol, Borgstätte, Dietrich und Wandhoff) gesellen sich also eine Urlahn[1]) und eine Urnahe.

Im Hinblick auf die Unterscheidung der Kieseloolithschotter von denen der nächst jüngeren Diluvialterrasse verdienen noch die Geschiebe mittelrheinischen Ursprungs besondere Beachtung. Den pliocänen Schottern der Niederrheinischen Bucht sind sie nach Fliegel (1907) durchaus fremd. In den Ablagerungen am Mittelrhein fanden Kaiser (1907) und Mordziol (1908) devonische Quarzite und Sandsteine (gelegentlich örtlich angereichert), seltener Tertiärquarzite und in der Nähe der Ahr dunkle, körnige Quarzite und Basalte. Wenn aber Kaiser (1903) außerdem „vereinzelt Grauwacke" als Bestandteil der Oolithschotter nennt, so scheint mir dies darauf zu be-

1) Nachtrag: Die erst nach Abschluß dieser Arbeit zu meiner Kenntnis gelangte Veröffentlichung von Ahlburg [vergl. S. 92] bestätigt diesen Schluß.

ruhen, daß er Teile der ältestdiluvialen (Ober-)Terrasse (Vergl. den folgenden Abschnitt!) in die pliocäne Stufe einbezog. Nach meinen Beobachtungen bildet gerade das gänzliche Fehlen aller weichen Devongesteine ein wesentliches Erkennungsmerkmal der Kieseloolithschotter im Vergleich zu späteren Rheinablagerungen.

4. Weifse Quarzschotter des unteren Ahrtals.

In seiner Arbeit über die „Pliocänen Quarzschotter usw." (1907) hatte Kaiser auch anhangsweise (S. 75/76) die rund um Bengen (nördlich Neuenahr) vorkommenden weißen Quarzschotter kurz behandelt und dabei die Vermutung ausgesprochen, daß sie mit den Kieseloolithschottern in zeitliche Parallele zu setzen seien. Gleichzeitig aber betonte er ihren abweichenden petrographischen Habitus: „Kieseloolithe und andere verkieselte Kalke scheinen zu fehlen. An Geschieben treten neben weißen Quarzen und kantengerundeten, wasserklaren Quarzkristallen noch Basalte, Grauwacken und Quarzite aus dem benachbarten Unterdevon auf." (Vergl. auch Stürtz, 1907, S. 38).

Meine Untersuchungen haben nun ergeben, daß in diesen Schottern das von Mordziol (1908) als Leitgeschiebe der von ihm aufgestellten „Vallendarer Stufe" erkannte lichtgraue Kieselgestein mit würfelförmigen Hohlräumen enthalten ist. Danach ist also diese Ablagerung wahrscheinlich untermiocän, jedenfalls bestimmt vorpliocän. In ihrem Gesamthabitus weichen diese Schotter allerdings von der typischen Ausbildung der Vallendarer Kiese etwas ab. Ich hoffe auf diese „Neuenahrer Stufe" noch in einer zusammenhängenden Behandlung der Vallendarer Schichten im Gebiet Andernach-Bonn zurückzukommen.

IV. Die Oberterrasse.

(Ältester Diluvialschotter.)

1. Der „Älteste Diluvialschotter" am Niederrhein.

In den ersten Jahren nach der grundlegenden Gliederung des Rheindiluviums durch Kaiser galten ganz allgemein von Bingen bis Holland die Schotter der Hauptterrasse als älteste diluviale Rheinablagerung. Erst um das Jahr 1910 machten am Niederrhein mehrere Forscher unabhängig voneinander an verschiedenen Stellen Beobachtungen, die einen Wandel in dieser Auffassung mit sich brachten.

So stellte zunächst Fliegel fest, daß an der holländischen Grenze bei Wyler im Liegenden der Hauptterrasse 11 m Ton und toniger, feiner Sand mit einer auf interglaziales Klima deutenden Flora auftreten, und daß das Liegende dieser Schichten wiederum diluvialer Kies von mindestens 8 m Mächtigkeit bildet. Auf Grund dieser Tatsache äußerte er in einem nachträglichen Zusatz zu einem 1909 gehaltenen Vortrag [V. N. V. 1909, S. 333] die Ansicht, daß „im Liegenden der Hauptterrasse im nördlichen Niederrheingebiet eine noch ältere Diluvialaufschüttung vorhanden zu sein scheine." Er betrachtete die Tone als „eine selbständige Bildung, die zwei verschieden alte Terrassenaufschüttungen voneinander trennt". In dieser Auffassung wurde er bestärkt (1910, Fliegel und Stoller) durch die Feststellung Stollers, daß die in den Tonen enthaltenen Pflanzen als diluvial anzusprechen seien.

Ähnliche fossilführende Einlagerungen in den Kiesen der Hauptterrasse beschrieb gleichzeitig Krause (1909) von einigen andern Orten am Niederrhein und erwähnte ferner, daß sich die unteren hellen Schotter von den oberen braunen unterscheiden. Auch er faßte den eingeschalteten Horizont als Interglacial auf, vermutete in ihm eine Fortsetzung der schon länger bekannten „Tone von Tegelen" und wies ebenfalls darauf hin, daß es, die

Richtigkeit dieser Deutung vorausgesetzt, „mit der Einheitlichkeit der Bildungsphase der Hauptterrasse vorbei“ sei.

Daß die Zusammensetzung der Gerölle der Hauptterrasse im Gebiet des Vorgebirges nicht durchweg einheitlich sei, erkannte um dieselbe Zeit Kurtz (1910). Die „ältesten“ Rheinabsätze zeichnen sich nach ihm dadurch aus, daß sie in der Hauptsache aus weißen Quarzen bestehen, wodurch eine weiß-graue Grundfärbung im Gegensatz zu der braun-roten der „eigentlichen Hauptterrasse“ zustande komme. Ihm fiel auch auf, daß diese ältesten Schotter vielfach jene Gerölle führen, die man als bezeichnende Leitgesteine der Kieseloolithschotter anzusehen gewohnt ist, und fand dafür die Erklärung in dem Hinweis darauf, daß der Rhein des ältesten Diluviums die Aufschüttungen des pliocänen Urrheins zum großen Teil aufgearbeitet haben müßte.

Ähnlich hatte Fliegel (1909) die auffallende Tatsache, daß große, durch Eis verfrachtete Blöcke in manchen Aufschlüssen an der Sohle der Hauptterrasse besonders zahlreich anzutreffen sind, damit zu begründen versucht, daß diese Driftblöcke Überbleibsel der vom Hauptterrassenrhein aufgearbeiteten ältesten Diluvialschotter seien.

Im gleichen Jahre (1910) teilte dann noch Quaas als Ergebnis seiner Beobachtungen im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht mit, daß fast allgemein die etwa 1—2 m mächtigen untersten Schichten der Rheinschotter „grobe, schwach sandstreifige Kiese von grau-weißer Farbe bilden“, daß diese Kiese den unterlagernden pliocänen Schichten in Farbe und Gesteinsgefüge zwar ähneln, sich aber doch merklich von diesen unterscheiden. Zum Schluß sprach er die Vermutung aus, daß diese Schichten bis in die älteste Zeit des Diluviums zurückreichen.

In der „Geologie des niederrheinischen Tieflandes“, die ebenfalls noch im Jahre 1910 erschien, hat Fliegel dann die in der ersten Veröffentlichung noch als vorläufig bezeichnete Auffassung, wonach die bis dahin als

einheitliche Bildung angesehene Hauptterrasse am Niederrhein die Ablagerungen zweier stratigraphisch selbständiger, durch einen interglacialen Zeitraum voneinander getrennter Aufschüttungsperioden umfaßt, als endgültige hingestellt.

Von dieser Zeit an unterscheidet man im niederrheinischen Tiefland an altdiluvialen Bildungen:

1. Ältester Diluvialschotter (Krause nennt ihn auch hellen Schotter, Quaas gelegentlich „graues Diluvium", auch Basalschotter, Steeger [1913] Basisschotter),

2. Tegelenstufe (weil sich als richtig herausstellte, daß die Tone von Tegelen mit dem „fossilführenden Horizont der Hauptterrasse" identisch sind) und

3. Hauptterrasse.

Diese Einteilung findet sich durchgeführt in den nach 1910 erschienenen Veröffentlichungen der preußischen Landesanstalt und allen andern Arbeiten niederrheinischer Geologen (Quaas 1911, Krause 1912, Wunstorf 1912, Fliegel 1912, Steeger 1913, Kurtz 1913).

Auch Brockmeier (1911, S. 58) spricht von „unteren und oberen Schichten der Hauptterrasse", wobei es aber nicht ausgeschlossen ist, daß er innerhalb der „eigentlichen" Hauptterrasse Zweistufigkeit beobachtet hat, wie Steeger das vom Hülserberg ausdrücklich beschreibt.

2. Der „Älteste Diluvialschotter" am Mittelrhein.

Diese Wandlung in der Auffassung von der Tätigkeit des altdiluvialen Rheins in der Niederung mußte naturgemäß ihre Rückwirkung auf die Deutung der Rheinablagerungen weiter stromaufwärts ausüben.

Schon in dem nachträglichen Zusatz zu seinem Vortrage aus dem Jahre 1909 hatte Fliegel (S. 335) die Frage aufgeworfen, ob sich weiter aufwärts am höheren Gehänge ein Äquivalent der ältesten Diluvialkiese des Niederrheins fände. [Vergl. auch Fliegel, 1910 S. 135.] Unter Berufung darauf, daß sich nach Kaiser (1908) bei

Coblenz von der Hauptterrasse eine höchste Terrasse abspaltet, und daß ferner an der Mosel in der oberen Terrassengruppe Lepplas neben der Hauptterrasse eine ältere Aufschüttung enthalten sei, hatte er damals bejahend geantwortet. Was den ersten der beiden Stützpunkte betrifft, so muß zugegeben werden, daß die Schilderung, die Oestreich (1909) von der höheren Stufe am Rochusberg bei Bingen entwirft, wohl den Schluß zuläßt, es handle sich hier um zwei altersverschiedene Ablagerungen. Dem steht aber entgegen, daß Mordziol in seiner gründlichen Arbeit über die Rheinterrassen im Neuwieder Becken (1908) mit keiner Silbe davon spricht, daß die beiden Stufen der Hauptterrasse sich irgendwie in bezug auf ihr Gesteinsgefüge unterscheiden. Es sind nur verschiedene Staffeln eines Horizonts.

Die gleiche Frage nach dem Vorhandensein ältester Diluvialschotter weiter südlich hat sich neuerdings wieder Krause vorgelegt (1912). Da ihm zunächst der Nachweis dieser Schichten bis weit ins Vorgebirge hinauf gelang, so sah er sich in der Vermutung bestärkt, daß auch noch weiter rheinaufwärts Reste dieser Ablagerung vorhanden sein müßten. Er glaubte in der Tat solche zu erkennen in einem Teil der hellen Schotter auf dem Riedel zwischen Brohl- und Vinxtbach.

Die Deutung gerade dieser Kiese auf der Terrasse von Lützingen hat im Lauf der Jahre einen lebhaften Wandel durchgemacht; er spiegelt im Kleinen die Entwicklung in der Erforschung des Tertiärs und Diluviums unserer Gegend wieder.

Von Oeynhausen, der wohl als erster (1847, S. 11) die „runden Quarzgeschiebe von der Größe einer Walnuß bei Ober- und Niederlützingen“ beschrieb, rechnete sie zum „Braunkohlengebirge“, das damals für oligocän galt. Als Rheinterrasse, also als diluviale Bildung, faßte sie zuerst v. Dechen (1864, S. 292; 1884, S. 742) auf; und so blieb es bis zur Jahrhundertwende. Noch Laspeyres (1900, S. 138) zählte unter seinem „hochliegenden Dilu-

vium“ unter Niederlützingen „257 m Lehm auf Schotter“ auf; allerdings erkannte er richtig die „stark abweichende Höhenlage“ (S. 142), betrachtete sie aber als Folge einer „nachdiluvialen Verwerfung im Schiefergebirge“. Dieser Annahme eines „durch ganz junge Verschiebungen aufgestiegenen Teils der Hauptterrasse“ setzte Philippson (1903, S. 200) die andere entgegen, daß es sich „um eine andere höhere Terrasse handle“. Er mußte die Frage aber offen lassen.

Erst Kaiser (1903, S. 209; 1906, S. 280; 1907, S. 73/74) gelangte auf Grund sorgfältiger petrographischer Prüfung zu der Erkenntnis, daß die Lützinger Terrasse sich von der Hauptterrasse durch ihr Gesteinsmaterial unterscheide und ebenso wie andere Vorkommen in ähnlicher Höhenlage Rest einer vordiluvialen Aufschüttung, eben der pliocänen Kieseloolithterrasse sei. Seinem Urteil schlossen sich später Oestreich (1909, S. 57) und Mordziol (1912, S. 37) an.

Daß die Terrasse von Oberlützingen „auf jeden Fall älter ist als die Hauptterrasse“ gab auch Lorié (1908, S. 282) zu; er war aber bei Gelegenheit der Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1904 zu der Überzeugung gekommen, daß „es im großen und ganzen ein echtes Diluvium sei“. Auch Krause „hatte damals schon Bedenken hinsichtlich des Alters“; diese „haben sich bei erneuter Prüfung als nicht unberechtigt erwiesen. Es handelt sich“, schreibt Krause 1911 (S. 139), „wie namentlich ein kleiner Aufschluß der Wegböschung vor dem Westausgang des Dorfes erkennen ließ, um verhältnismäßig grobe Schotter, die hauptsächlich aus weißen Quarzkieseln mit einzelnen bunten Geröllen (u. a. Eisenkiesel) bestehen, die also deutlich den Charakter der ältesten Diluvialschotter tragen. Sie unterscheiden sich nicht unwesentlich von den weiter westlich im Profil des Herchenberges aufgeschlossenen pliocänen Kieseloolithschottern.“

Dieser Auffassung kann ich mich nicht anschließen. Allerdings war bei meinen Begehungen der Aufschluß an

der Wegböschung nicht mehr zu erkennen. Aber die Felder zur Seite des Weges waren mit Kieseln bedeckt, so daß ich davon hinreichend sammeln konnte. Dabei gewann ich den Eindruck, daß es dieselben meist gut bis vorzüglich gerundeten Quarzschotter von durchschnittlich mittlerer Größe sind, wie sie in den Gruben am Herchenberg, am Scheidskopf, bei Lüftelberg und bei Duisdorf anstehen und westlich des Herchenberges, bei Niederlützingen, bei Kell und östlich der Schweppenburg auf den Feldern liegen. Diese Oolithschotter sind auch insofern „bunt“, als sie neben den rein weißen Quarzkieseln rötliche und zartviolette Quarze, blaue bis schwarze Kieselschiefer und vereinzelt farbige Quarzite enthalten. Auch Eisenkiesel kommen vor, wenn auch recht selten.

Die Stellungnahme Krauses erklärt sich vielleicht daraus, daß er von seinem niederrheinischen Arbeitsgebiet andere Vorstellungen vom Aussehen der verschiedenen Schotterarten mitbrachte. Darauf scheint mir wenigstens die Tatsache zu deuten, daß er die Ablagerung über dem Basaltbruch hoch am Gehänge gegenüber Bahnhof Burgbrohl im Gegensatz zu den eben erwähnten „hellen Schottern“ für „braune Kiese“, also Hauptterrasse hielt. „Die vorderen Terrassen“, betonte schon v. Dechen (1884, S. 74) zutreffend, „steigen mit Geschiebe- und Lößdecken bis zu dem Schlacken- und Tuffberg Leilenkopf und bei Niederlützingen auf“. Ihre Schotter ruhen (vergl. die Tafel III) an der Reutersley bei 205 m auf Devon und werden bei 220 m von den Aschen des Leilenkopfes verhüllt. Auch Kaiser gibt als Verbreitungsgebiet der Hauptterrasse 200—220 m an. Die Schotter über dem Basalt am Bahnhof Burgbrohl liegen dagegen in 240 m Höhe; auch in ihrer Zusammensetzung sind sie durchaus verschieden von denen der Hauptterrasse unserer Gegend. Sie haben aber Krause offenbar an die „braunen Kiese“ des Niederrheins erinnert; so mag es auch sein, daß er an den Geröllen westlich von Oberlützingen Ähnlichkeiten mit den hellen Schottern des niederrheinischen Tieflands

herausfand. Vergleicht man sie jedoch mit den übrigen Vorkommen pliocäner Schotter im Gebiete Andernach-Bonn, so liegt m. E. kein Grund vor, sie von diesen abzutrennen. Auch morphologisch spricht alles dagegen; denn der Aufschluß von Oberlützingen liegt in der Mitte der Tafelfläche in der gleichen Höhe wie die übrigen Fundstellen. Zudem scheint mir der Aufschluß, auf den Krause seine Diagnose stützt, zu wenig zuverlässig, als daß man aus dem sich so ergebenden Befund das Vorhandensein ältester Diluvialschotter am Mittelrhein folgern könnte.

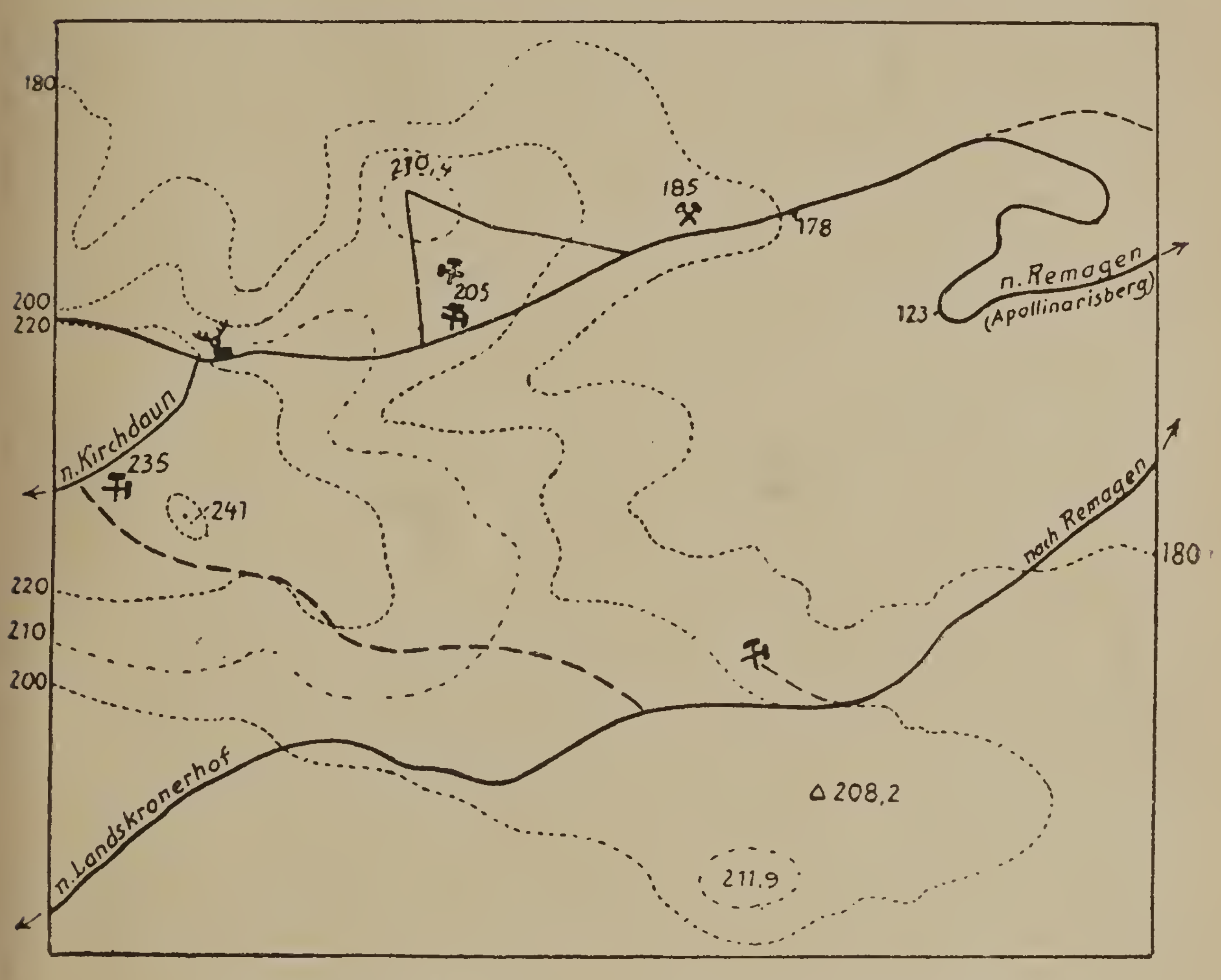
3. Verbreitung und Höhenlage der Oberterrasse.

Dagegen sind mir, vor Einsicht in die Veröffentlichung von Krause, an einigen anderen Stellen meines Arbeitsgebiets Schotter aufgefallen, die, bisher als Reste der Hauptterrasse bezw. Oolithstufe geltend, in ihrer Gesteinsführung unverkennbar eine Sonderstellung zwischen jenen beiden Absätzen einnehmen, und die sich auch in der Landschaftsform deutlich als selbständige Terrassen abheben.

Das erste derartige Vorkommen traf ich auf den Höhenrücken, die sich von Remagen zum Scheidskopf hinziehen. Da es sich auch räumlich zwischen die ältere und jüngere Terrasse einschiebt, so ist es besonders beweisend. Deshalb sei es auch hier an erster Stelle erwähnt.

Die Schotter der Hauptterrasse beginnen in dieser Gegend bei rund 180 m (vergl. den Abschnitt über die H.-T.). Folgt man der Landstraße, die von Remagen hinter der Apollinariskirche aufsteigend, zur Försterei Plattborn führt (Blatt Linz), so sieht man rechts bei 185 m eine alte Kiesgrube, die noch deutlich den typischen rotbraunen, bunten Kies der Hauptterrasse erkennen läßt. Bald hinter dieser Stelle steigt die Straße wieder schwach an, wird dann aber bei 200 m wieder wagerecht. Eine

größere, ebenfalls auflässige Grube von geringer Mächtigkeit in 205 m Höhe zeigt nun eine Schotterart, die einerseits auf den ersten Blick derjenigen der Hauptterrasse noch so ähnlich sieht, daß Fenten (1908, S. 176) sie ausdrücklich als „recht mannigfaltig und bunt“ beschrieb, während sie andererseits doch auch wieder so stark an die pliocänen Quarzschotter erinnert, daß Kaiser (1907, S. 74)



⚒ = Aufschlüsse ⚲ = Försterei Plattborn

Blatt Linz 1 : 25000.

Plan der Höhe zwischen Apollinarisberg und Scheidskopf bei Remagen.

sie diesen zurechnete. Biegt man an dieser Grube von der Landstraße rechts ab, so erkennt man an der Ebenflächigkeit des Geländes und der dichten Überstreuung mit Kieseln, daß man sich auf einem Terrassenrest befindet. Die Oberfläche dieses allerdings nicht sehr ausgedehnten Plateaus liegt bei rund 210 m; die Tafelfläche der Hauptterrasse hat im gleichen Gebiet, wenn sie nicht von

Löß überdeckt ist, durchschnittlich 190 m Höhe. Schon dieser Höhenunterschied würde eine Abtrennung von der Hauptterrasse erfordern. Ein besserer Aufschluß rechts seitlich vom letztgenannten Weg zeigt aber auch merkliche Unterschiede in petrographischer Hinsicht. Sofort springt die durch einen großen Reichtum an Quarz hervorgerufene, hellere Gesamtfärbung ins Auge. Diese Quarzgeschiebe und auch fast alle übrigen Gerölle tragen durchweg eine hell- bis dunkelbraune Verwitterungsrinde. Diese starke Eisenfärbung, zusammen mit dem Vorherrschen der Quarze bringen es mit sich, daß die Schotter nicht mehr eigentlich bunt erscheinen. Nur blaue Kieselschiefer heben sich von der sonst einförmig braunen Masse ab. Bei genauerem Prüfen findet man unter dem nichtquarzigen Bestandteil zahlreiche Radiolarienhornsteine und braune und violette, glänzende bis glasige Quarzite. Was Kaiser aber offenbar veranlasst hat, dieses Vorkommen den pliocänen Schichten zuzuzählen, ist die Anwesenheit von Oolithen und deren jurassischen Begleitgesteinen. Da diese Gesteine jedoch vergleichsweise weniger häufig sind als in den unzweifelhaft pliocänen Ablagerungen, so ist die Annahme durchaus zuläßig, sie seien infolge von Aufarbeitung älterer Absätze hierhin gelangt. Der Gesamthabitus der vorliegenden Schotter, vor allem auch im Hinblick auf Größe und schlechte Abrollung der Quarzgeschiebe, ist jedenfalls deutlich verschieden von dem der Oolithschotter. Das fällt besonders klar in die Augen, wenn man, auf die Landstraße zurückgekehrt, diese bei der Försterei Plattborn verlassen und den links abbiegenden, schwach ansteigenden Fahrweg eingeschlagen hat, und nun links von diesem bei 235 m wiederum vor einer Kiesgrube steht. Diese zeigt nämlich den durchweg guten, vielfach vorzüglich gerollten reinen, weißen Kies der pliocänen Terrasse mit reichem Gehalt an Oolithen und anderen jurassischen Verkieselungen und gänzlichem Mangel an weichen devonischen Gesteinen; als solchen haben ihn auch Kaiser (1907) und später Fenten (1908) beschrieben.

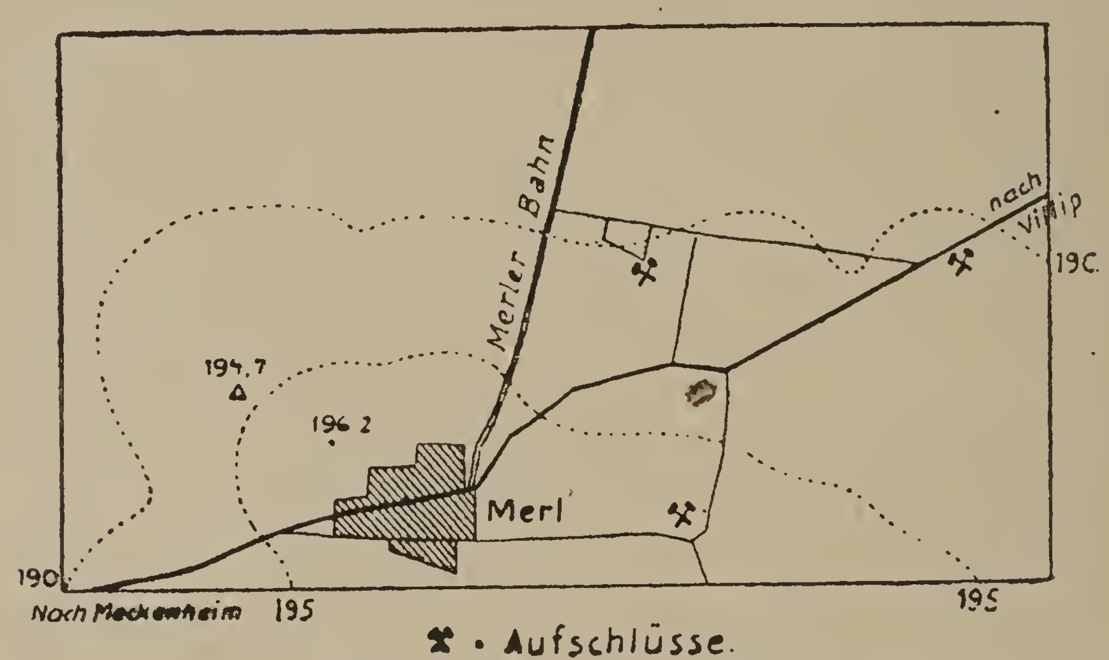
Steigt man von hier aus in Richtung auf den Viktoriaberg hinab, so findet man auch hier wieder in etwa 210 m Höhe die Zwischenterrasse landschaftlich klar ausgeprägt. Ihr höchster Punkt ist nach dem Meßtischblatt bei 211,9 m. In diesem Teil der Terrasse besteht seit einigen Jahren ein ausgedehnter Aufschluß, da das Liegende der Schotter mächtige Blöcke tertiären Quarzits bilden, die ja wegen ihrer technischen Verwertung sehr gesucht sind. Auch diesen Aufschluß (oder einen nahe gelegenen, jetzt ausgebeuteten) hat Kaiser (1907) als pliocäne Ablagerung aufgefaßt. Der Fortgang des Bruchbetriebes hat aber inzwischen einen solch vorzüglichen Einblick in die Eigenart der Aufschüttung geschaffen, daß die Abweichungen von den Eigenschaften der Kieseloolithschotter nicht mehr zu verkennen sind. Hier fällt noch besonders eine Eigentümlichkeit in der Schichtung auf: während nämlich einige Stellen deutlich fluviatile Struktur aufweisen, sind andere zu beobachten, in denen die Geschiebe, darunter viele größere, selbst solche bis zur Kopfgröße, wirr, scheinbar völlig regellos gehäuft sind.

Wandert man von diesem Aufschluß auf dem sanft geneigten Plateau weiter rheintalwärts, so folgt zunächst eine größere Strecke Lößüberdeckung (daher Felderwirtschaft) und schließlich treten am vorderen Rande etwas oberhalb der Waldburg die bunten Schotter der Hauptterrasse wieder auf.

Morphologie und Petrographie weisen also übereinstimmend darauf hin, daß in diesem Gebiet nach der pliocänen Kieseloolithterrasse, aber vor der altdiluvialen Hauptterrasse, wahrscheinlich also im ältesten Diluvium eine Rheinterrasse abgesetzt worden ist. Da sie unter allen diluvialen Terrassen des Flusses in unserem Gebiet die höchstgelegene ist, möchte ich sie als Oberterrasse bezeichnen.

Zwei weitere Relikte ältest-diluvialer Aufschüttung fanden sich weiter rheinabwärts.

Wenn man von Bonn durch den Kottenforst nach Villiprott (Schönwaldhaus) wandert (Blatt Godesberg), so hat man bekanntlich den Eindruck, auf einer völlig ebenen Fläche zu gehen. Es ist eben der Boden des Hauptterrassenrheins; seine Oberfläche hebt sich auf der 8 km langen Strecke von 170 auf etwas über 180 m. An der Straße, die von Villiprott ins Tal führt, kann man sich davon überzeugen, daß die bunten Schotter dieser Terrasse bei etwa 170 m auf weißlich verwittertem Devon auflagern. In den großen Kiesgruben auf der gegenüber-



⚒ • Aufschlüsse.

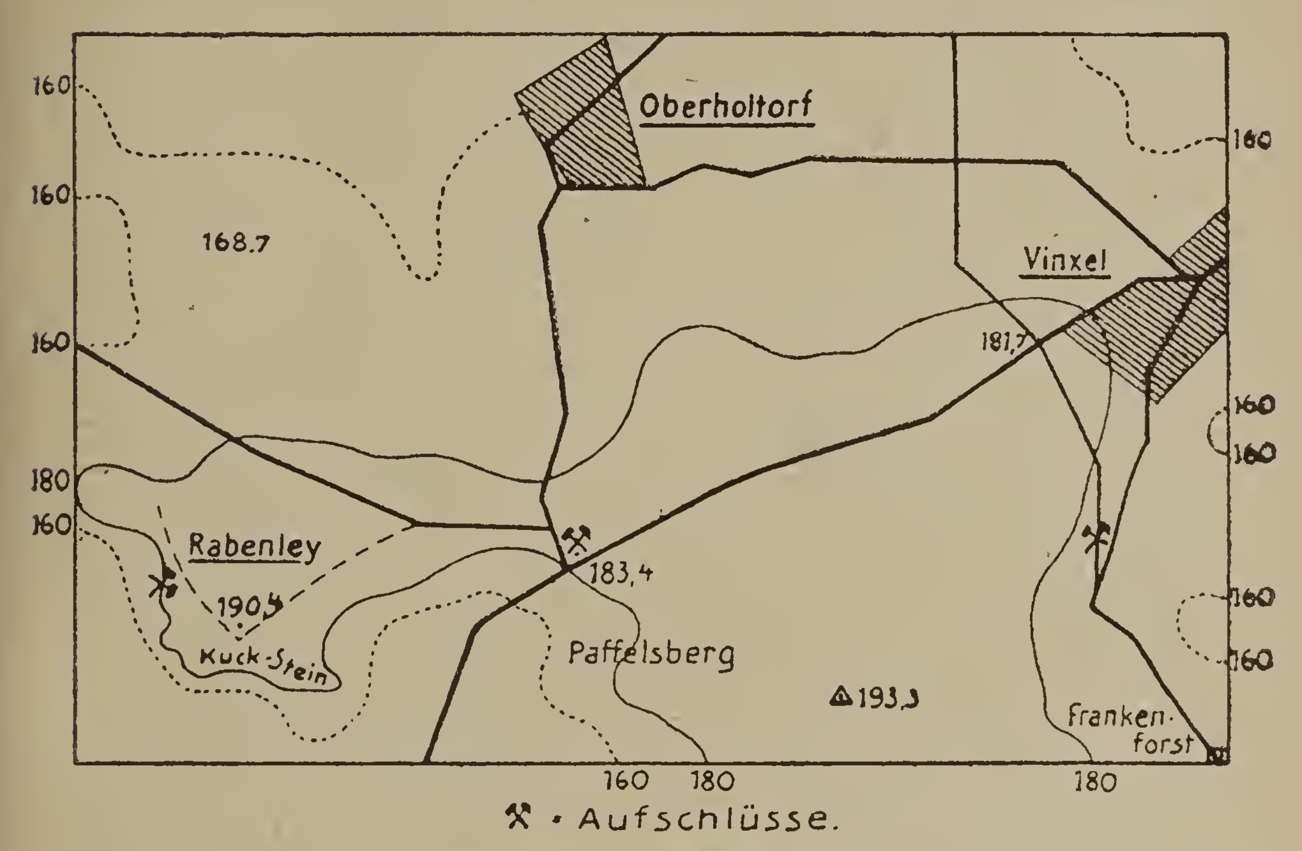
Blatt Godesberg 1 : 25000.

Plan der Höhe von Merl.

liegenden Höhe östlich von Villip an der Straße nach Gimmersdorf sind die Schotter bis zur 185 m-Höhe gut aufgeschlossen.

Folgt man nun der bald vollkommen horizontal laufenden Landstraße nach Merl, so findet man beim Austritt aus dem Wald auf den völlig ebenen Feldern, die von der 195 m-Linie durchschnitten werden, Gerölle und zwar fast ausschließlich aus Quarz. Links am Waldrand liegt eine ausgedehnte, aber wieder ganz bewachsene, alte Kiesgrube und rechts im Wald eine zweite (Kgr der Karte), die aber auch kaum noch benutzt wird. Von Buntheit ist nichts mehr zu erkennen; neben den weitaus überwiegen-

den, nur mangelhaft abgeschliffenen, rissigen und löcherigen Quarzgeröllen findet man noch blaue, schwarze und braune vielkantige Kieselschiefer, farbige Quarzite, devonische Grauwacke und spärlich Juraverkieselungen. Im Gegensatz zu den 6 m mächtigen Kiesgruben östlich Villip ist hier nur eine dünne Decke von 1—3 m abgetragen. Der Einzige, der diese Gruben bisher erwähnt hat, Stürtz (1907, S. 44/45), setzt sie auf gleiche Stufe mit den übrigen



Blatt Siegburg 1:25000.

Plan der Höhe zwischen Rabenley, Vinxel und Dollendorfer Hardt.

Vorkommen im Kottenforst, also mit der Hauptterrasse. Das geht aber nicht an, da sie rund 10 m höher liegen als jene und sich durch ihr Gesteingefüge von ihr unterscheiden.

Diesem Terrassenrest auf der linken Rheinseite entspricht in der Höhenlage ein anderer am Nordabfall des Siebengebirges.

Steigt man von Küdinghoven auf den Ennert (Blatt Bonn), so trifft man echten Hauptterrassenkies zuerst bei rund 145 m; in diesem Kies führt der Weg über den

Ennert und später die Straße nach Niederholtorf (Blatt Siegburg; man vergl. die geol. Karte von Kaiser, 1897) bis bei rund 160 m Lehmüberdeckung einsetzt. Steht man nun vor Niederholtorf, etwa auf T. P. 159,1, so sieht man im Süden in der Höhe von Oberholtorf eine ungefähr 15 m hohe Bodenwelle sich erheben. Steigt man diese Welle hinauf, so befindet man sich bei rund 180 m wieder auf einer Fastebene, die sich von Vinxel nach Westen bis zur Rabenley und nach Süden bis zum Fuß der Dollendorfer Hardt erstreckt. Die Felder auf diesem Plateau sind wieder dicht besät mit Geröllen, die nun aber fast ausschließlich aus Quarz bestehen. Zwei Aufschlüsse, bei Punkt 183,4 m ndl. Paffelsberg und unter 180 m am Weg von Frankenforst nach Punkt 181,7 bestärken uns in der Überzeugung, daß wir hier eine selbständige Aufschüttung vor uns haben. Die „große Einförmigkeit dieser Ablagerung" ist Kaiser bei der Kartierung von Blatt Siegburg (1897, S. 159) nicht entgangen: „Im allgemeinen bestehen diese Schottermassen aus weißen Quarzen. Dazu treten dann seltener Geschiebe von Kieselschiefer, Achat und roten Sandsteinen. Häufiger, wenn auch nur in geringer Zahl, finden sich Bruchstücke von devonischen Sandsteinen, von Trachyt und Trachyttuff. . . . Erst in tieferen Höhenlagen findet sich eine größere Reichhaltigkeit der verschiedenartigsten Gesteine." Der Gegensatz zu den jüngeren, diluvialen Absätzen ist also klar erkannt. Nicht weniger der zu den älteren vordiluvialen: „Sie unterscheiden sich gegenüber den tertiären Geschiebelagern hauptsächlich dadurch, daß hin und wieder darin Fragmente devonischer Tonschiefer auftreten". Von den pliocänen Schottern des Urrheins trennt sie, ebenso wie die Schotter von Merl, vor allem auch der geringe Grad der Abrollung der Quarzgeschiebe: die meisten sind vielflächig und weisen Risse und Löcher auf.

So bringen also auch hier in beiden Fällen Landschaftsform und Gesteinsgefüge gemeinsam den

Beweis von der Anwesenheit einer über dem Niveau der Hauptterrasse gelegenen Rheinablagerung aus dem ältesten Diluvium.

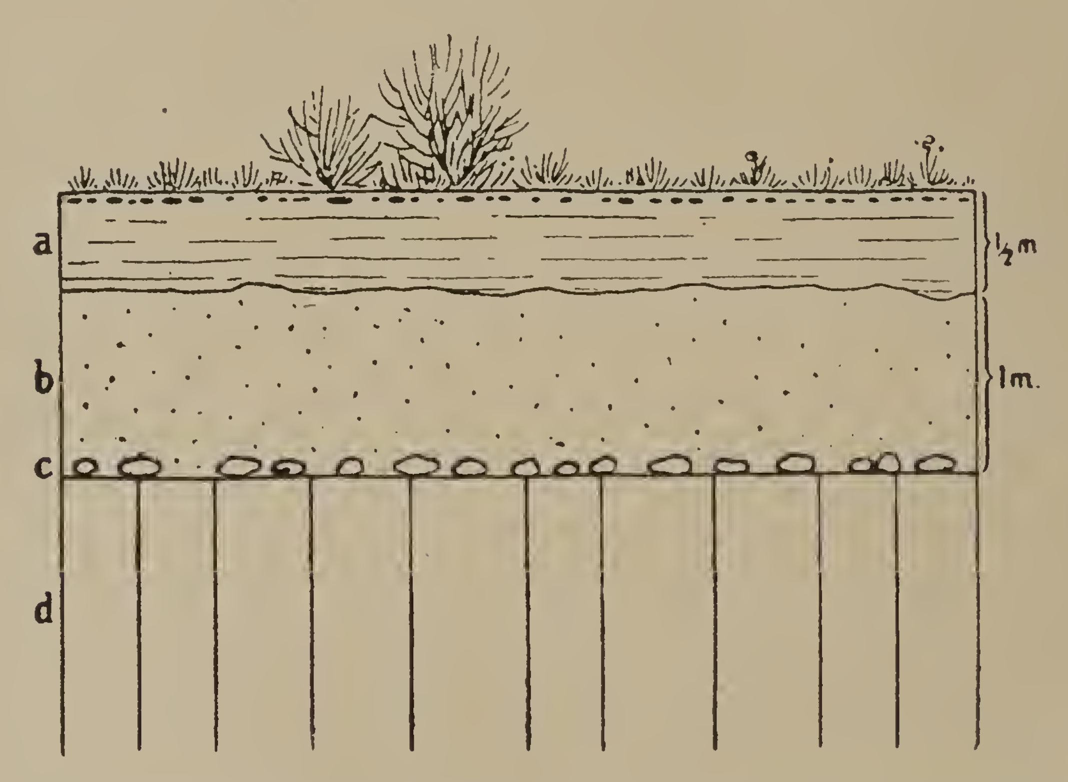
Im Vorübergehen sei hier erwähnt, daß diese älteste Aufschüttungsfläche am Nordabfall des Siebengebirges weiter nach Osten das untere Siegtal und die Hauptterrasse zu begleiten scheint. Wenigstens lassen die Geländeform und die Eintragungen auf der Kaiserschen Karte eine derartige Vermutung zu. Ich habe die Terrasse einstweilen nur noch auf der Kasseler Heide und dem Zelterberg (Höhe 195 m) verfolgen können. Es muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, festzustellen, inwieweit diese Vermutung zutrifft; gleichzeitig könnte dann geprüft werden, ob die Schotter dieser Terrasse in ihren östlichen Teilen noch als Rheinschotter angesprochen werden dürfen, oder ob sie als Siegdiluvium aufzufassen sind, und schließlich noch, in welchem Zusammenhange sie mit den Schottern und Sanden stehen, die Kaiser (1897) und Lorié (1908) in noch größeren Höhen südöstlich gefunden haben[1]).

Anschließend sei noch kurz auf ein besonders eigenartiges Vorkommen dieses ältesten Diluvialschotters in dem oben erwähnten Terrassenstück Rabenley-Vinxel-Dollendorfer Hardt aufmerksam gemacht. Untersucht man am Westausläufer der Rabenley die Decke des Basalts, so erkennt man, daß hier, ähnlich wie in den Basaltbrüchen bei Dattenberg (Blatt Linz) und Kasbach, die Köpfe der Basaltsäulen wagerecht abgeschnitten und von Kies überlagert sind. Das Auffallende an der Erscheinung ist aber, daß nur eine einzige Lage von Geschieben vorhanden ist (siehe Profil S. 38), und daß die Gerölle, verglichen mit den sonst meist höchstens walnußgroßen Geschieben dieser

---

1) Nachtrag: Stichproben auf den Riedeln zwischen Lauterbach, Pleisbach und Hanfbach haben inzwischen [1916] die Richtigkeit der oben ausgesprochenen Vermutung ergeben. Die höchsten Schotter erwiesen sich dabei als miocän.

Terrasse, verhältnismäßig groß sind, nämlich bis zu Faustgröße. Da diese Steinschicht noch wieder von 1 m verschwemmtem Tuff überlagert ist und dieser Tuff durch Regenspülung an den freigelegten Stellen weggewaschen ist, so tritt die einzeilige Steinreihe wie eine Art Gesims merkwürdig hervor. Die Lagerung mag so entstanden sein, daß spätere Erosion fast die gesamte Aufschüttung wieder beseitigt hat und nur die schwereren Steine liegen ließ, und daß die letzten Überschwemmungen jenes sich neu einnagenden Flußes Tuffschlamm darüber deckten.



a) Dunkelbraune Verwitterungsdecke mit kleinen (bis walnußgroßen) Geröllen in der obersten Schicht.
b) Hellbraune bis weißlich-gelbe Tuffschicht mit Basaltbröckchen.
c) Schicht großer [über walnuß- bis hühnereigroße] Quarzgerölle, auflagernd auf
d) wagerecht abgehobelten Basaltsäulen.

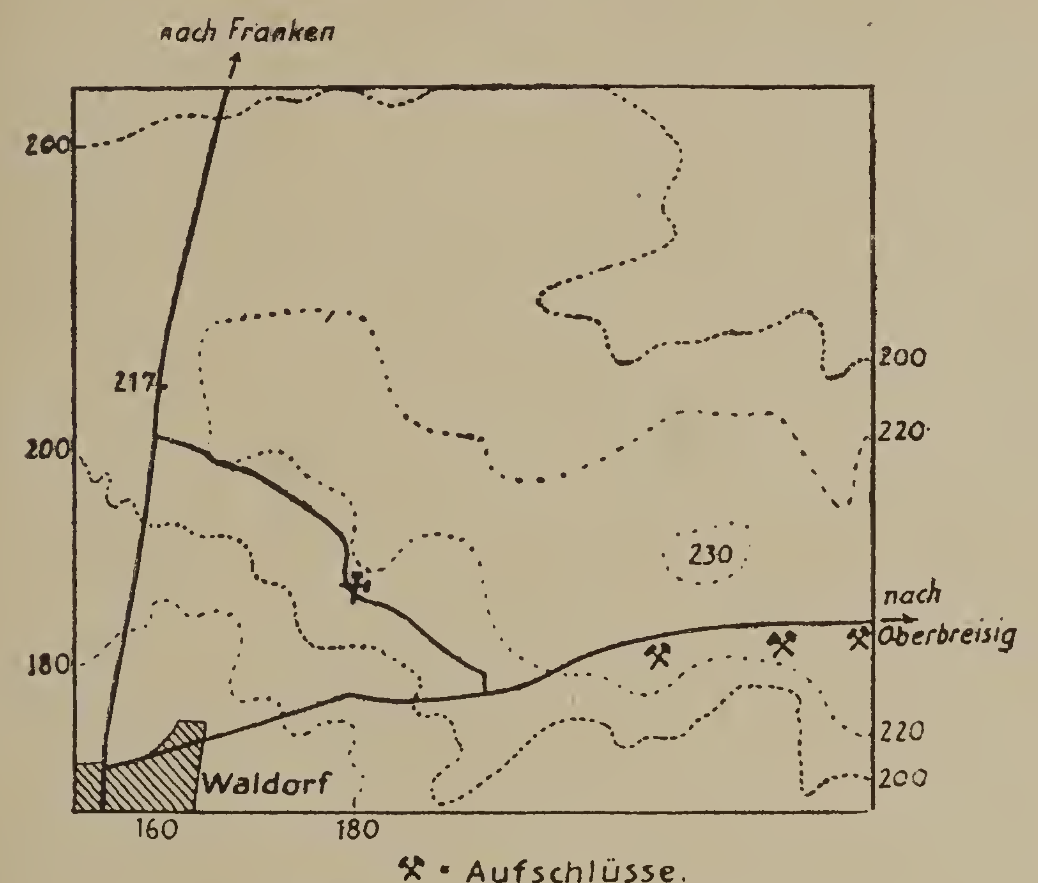
Profil des Aufschlusses über dem Basaltbruch der Rabenley.

Die vergleichsweise geringe Größe der nicht fortgeführten Gerölle zwingt dann allerdings zu der Annahme, daß der Strom jener Zeit an der betr. Stelle niemals besonders schnell geflossen wäre. Man müßte also hier Ufernähe voraussetzen, was gut damit in Einklang ist, daß wenig

weiter landeinwärts die Schotter unverändert liegen geblieben sind.

Weiter rheinaufwärts betrachte ich als Rest der ältestdiluvialen Oberterrasse eine landschaftlich sich deutlich abzeichnende Terrasse nordöstlich von Waldorf (Blatt Brohl).

Kaiser (1907) hat die Ablagerungen dieser Gegend mit zu seinen pliocänen Quarzschottern gerechnet;



Blatt Burgbrohl 1 : 25000.

Plan der Höhe bei Waldorf.

er betonte aber andererseits, daß es dort an Aufschlüssen mangle. Jetzt liegt dort eine der prächtigsten Kiesgruben des ganzen Gebiets auf solcher Höhe; sie ist im ganzen wohl 100 m lang und durchweg 5 m mächtig (siehe den Plan). Die Gesamtfärbung ist ein gelbliches Weiß, Flußschichtung ist, besonders in den oberen Lagen, deutlich zu beobachten. Eine mittlere Zone von etwa $1^1/_2$ m Mächtigkeit zeigt aber auch hier wieder sehr ungeordnete Lagerungsverhältnisse, außerdem fällt in dieser Schicht der

Reichtum an größeren Blöcken auf. Neben den Quarzgeschieben treten farbige Quarzite (graue und violette) auf und allerdings auch wieder, und zwar hier besonders reichlich, solche Begleitgesteine, die als kennzeichnend für die pliocäne Terrasse gelten: Oolithe, Achat und Jaspis, im scharfen Gegensatz zu dieser Terrasse aber auch viel plattig geschliffene Devonschiefer und -grauwacken. Am frischen Bruch fällt, ebenfalls im Gegensatz zu pliocänen Absätzen, stark verwittertes, bröcklig zerfallendes Material auf.

Die Aufschüttung, deren Oberfläche eine klar hervortretende Tafelebene zwischen Waldorf und Oberbreisig (Blatt Linz) bildet, reicht von 215—230 m. Eine ganze Reihe kleiner Aufschlüsse liegt an der Landstraße, die diese beiden Orte miteinander verbindet. Die flache Kuppe des Oberbreisiger Berges mit 235,5 m Höchstpunkt ist, wie Aufschlüsse am Hang zum Vinxttal klar erkennen lassen, die Fortsetzung dieser Terrasse zum Rhein hin. Die verbindende Landbrücke ist durch Halserniedrigung vom Vinxtbach und vom Oberbreisiger Bach abgetragen worden.

Die Verbindung zwischen den beiden ausgedehnten Resten der Oberterrasse bei Remagen und Waldorf wird von zwei kleinen Vorkommen hergestellt.

Das erste findet sich am Osthang des Mühlenbergs bei Sinzig. Da, wo der von Westum aufsteigende Weg kurz nach Eintritt in den Wald die 200 m-Linie kreuzt (Blatt Linz), liegt eine verstürzte, kleine Kiesgrube, deren Schotter so einförmig, farbenarm sind, daß sie kaum von der Hauptterrasse herstammen können.

Das zweite Vorkommen erblicke ich in den weißen Quarzgeröllen auf dem Osthang des kleinen gesattelten Rückens in 215 m Höhe (Punkt 214,5 des Blattes Linz) östlich Franken. Sie sind deutlich verschieden von den dicht daneben bei 205 m in Sandgruben aufgeschlossenen Schottern der Hauptterrasse.

Weiter südlich der Terrasse von Waldorf dürfte ein letzter Rest der ältesten Diluvialschotter am Nordhang des Herchenberges stehen geblieben sein. An der

Straße nach Gönnersdorf (Blatt Burgbrohl) beim Frauenbergerhof zeigt eine Grube in 235 m Höhe einen Kies, der fast ausschließlich aus höchst unvollkommen gerollten Quarzen besteht. Dadurch unterscheidet er sich wesentlich von den benachbarten Schottern der Oolithterrasse.

Auch die Gerölle, die in 230—240 m Höhe vereinzelt den Rücken, der vom Bausenberg nach Gönnersdorf abfällt, bedecken [v. Dechen 1884], sind wahrscheinlich Überbleibsel dieser Terrasse.

Auf Grund dieser Funde habe ich in Tafel III die Uferlinie eingezeichnet. Danach wäre also der Rhein des ältesten Diluviums nach Austritt aus dem Engtal Krahnenberg-Alkerhof unter Aufarbeitung der Oolithterrasse zunächst stark nach Westen ausgebogen; erst von Waldorf an verläuft sein Ufer in gleicher Richtung mit dem heutigen Fluß. Ob sein Ostufer etwa mit dem der Hauptterrasse nahezu zusammenfiel oder aber erheblich weiter westlich verlief, läßt sich beim Fehlen von Terrassenresten auf der rechten Rheinseite nicht entscheiden. Erst beim Eintritt in die niederrheinische Bucht ab Rodderberg—Siebengebirge läßt sich wieder die Uferlinie, dieses Mal eine südliche, einzeichnen. Sie fällt linksseitig zunächst mit der der Hauptterrasse zusammen, trennt sich von dieser erst etwa bei Villiprott und läuft dann durch Merl. Das rechte Ufer bog wahrscheinlich am Nordhang des Petersbergs nach Osten um, so daß die Dollendorfer Hardt als Insel aus diesem ältestdiluvialen Rhein herausragte.

Ein Vergleich der sieben genannten Vorkommen in bezug auf ihre Höhenlage ergibt folgende Tafel:

Höhenlage der Oberterrasse:

Ort	Höhe in m über NN.
1. Frauenbergerhof	235
2. Waldorf	215—235
3. Östl. Franken	215
4. Mühlenberg b. Sinzig	200
5. Remagen	200—215
6. Merl	190—195
7. Nördl. Siebengebirge	180—195

Die graphische Eintragung der Werte (Tafel III oben) zeigt eine gleichmäßig abfallende Terrasse, die in durchschnittlich 15 m Abstand fast parallel zur Hauptterrasse verläuft. Das Gefälle dieser Terrasse ist also, wie hier für spätere Verwertung (s. S. 82) festgestellt sei, ebensowenig wie das der Kieseloolithterrasse größer als jenes der Hauptterrasse.

4. Gesteinsführung der Oberterrasse.

Faßt man das im Vorhergehenden über das petrographische Verhalten der Oberterrasse Gesagte zu einem einheitlichen Bilde zusammen, so ergibt sich folgendes:

Ihre Schotter nehmen zwischen denen der Kieseloolithstufe und denen der Hauptterrasse eine ausgesprochene Mittelstellung ein.

Reichtum an fremden, jurassischen Geschieben ist das eine untrügliche Kennzeichen der Urrheinkiese. Reichtum an heimischen — durch Oberrhein, Main, Nahe, Lahn und Mosel herbeigeführten — Gesteinen andererseits bedingt die Buntheit der Hauptterrasse. Die Oberterrasse enthält beides, das Eine durch Aufarbeitung, das Andere durch die eigene Erosionstätigkeit ihres Flusses. Aber

sie führt eben von jedem Bestandteil weniger als die daran reiche Terrasse.

Das Vorherrschen von Quarzgeröllen ist ein anderes zuverlässiges Erkennungszeichen der Oolithschotter gegenüber den Kiesen der Hauptterrasse. Diese Eigenschaft teilt die Oberterrasse mit ihr. Während aber die Kieselgeschiebe des Urrheins durch lange Verfrachtung größtenteils vortrefflich geglättet und eiförmig gerollt sind, weist die Oberterrasse solche Quarze nur vereinzelt auf. Diesen wenigen durch Aufarbeitung hineingelangten Kieseln steht die Hauptmasse der andern gegenüber, die — offenbar Quarzgängen des rheinischen Devons entstammend — nur an Ecken und Kanten gerundet sind, von Glättung der Flächen hingegen noch nichts erkennen lassen.

In der folgenden Tafel sind diese wesentlichsten Unterschiede der drei ältesten Schotterarten übersichtlich zusammenstellt.

<table>
<tr><th>Gerölle aus</th><th>1. Kiesel-oolithterrasse</th><th>2. Ober-terrasse</th><th>3. Haupt-terrasse</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Quarz</td><td colspan="2">stark überwiegend</td><td>häufig</td></tr>
<tr><td>fast durchweg gut bis vorzüglich gerollt</td><td>fast durchweg mangelhaft gerollt</td><td>—</td></tr>
<tr><td>Oolithen</td><td>sehr häufig</td><td>häufig</td><td>sehr selten</td></tr>
<tr><td>farbigen Quarziten</td><td>selten</td><td>häufig</td><td>sehr häufig</td></tr>
<tr><td>weichen Devongesteinen</td><td>fehlen</td><td>vorhanden</td><td>sehr häufig</td></tr>
</table>

5. Vergleich mit den Verhältnissen am Niederrhein.

Ist nun diese neuaufgefundene Oberterrasse der gleiche stratigraphische Horizont wie der Älteste Dilluvialschotter des Niederrheins?

Hält man sich zur Beantwortung dieser Frage an die Angaben der niederrheinischen Geologen, so läßt sich eine gewisse Übereinstimmung in petrographischer Hinsicht nicht verkennen. Der Mischcharakter der Stufe wird auch hier vielfach ausdrücklich festgestellt. Nach Kurtz (1910) (vergl. S. 25) bestehen die ältesten Rheinabsätze in jenem Gebiet der Hauptsache nach aus weißem Quarz und enthalten die bezeichnenden Leitgesteine der Oolithschotter. Auch Quaas (1910) (vergl. S. 25) weist auf die Ähnlichkeit in Farbe und Gesteinsgefüge mit den unterlagernden pliocänen Schichten hin. Von diesen unterscheiden sie sich aber merklich, ebenso wie bei uns, durch die Anwesenheit von weichen Schiefern, die hier grünlich gefärbt sind [Kurtz und Steeger (1913)].

Der oben (S. 29) berührte Fehlbefund eines mit dem niederrheinischen Diluvium wohlvertrauten Geologen mahnt allerdings zur Vorsicht und beweist jedenfalls, daß die Übereinstimmung im Gesamtaussehen nicht allzu weitgehend ist. Freilich ist von Oberlützingen bis zum südlichsten Fundort in der niederrheinischen Bucht (Braunkohlengrube Brühl) eine erhebliche Entfernung, so daß sich der allgemeine Habitus der Ablagerung nicht unwesentlich geändert haben könnte. So fand ich auch bei einem flüchtigen Besuch der Grube Brühl nicht allzu große Ähnlichkeit der hellen Basisschotter mit denen der Oberterrasse.

Trotzdem möchte ich einstweilen annehmen, daß beide Bildungen auf das gleiche Flußsystem zurückgehen.

6. Vergleich mit den Verhältnissen am oberen Mittelrhein.

Anderseits drängt sich die Frage auf, ob sich die neue Talstufe vielleicht noch weiter rheinaufwärts verfolgen läßt. Im Gebiet des Neuwieder Beckens, also bis zur Einmündung der Lahn, hat Mordziol bei sorgfältiger

Untersuchung nichts gefunden, was darauf schließen ließe. Allerdings waren zurzeit seiner Begehungen ältest-diluviale Schotter überhaupt noch nirgendwo als solche erkannt worden. Es wäre also immerhin nicht ganz ausgeschlossen, daß Kiese aus jener ältesten Zeit des Diluviums als zu andern Terrassen gehörig beschrieben worden wären. Da kein Grund der Annahme widersprechen dürfte, daß die Schotter im Neuwieder Becken denen in unserem Arbeitsgebiete im wesentlichen gleichen, so halte ich es für wenig wahrscheinlich, daß Mordziol sie der Hauptterrasse eingerechnet hätte. Dagegen wäre es denkbar, daß sie auf Grund ihrer Ähnlichkeit mit den Kieseloolithschottern (helle Gesamtfärbung infolge von großem Reichtum an Quarzgeröllen, Auftreten von Oolithen und Begleitgesteinen infolge von Aufarbeitung) diesen eingereiht worden sind. Da ist es nun auffallend, daß nach Mordziol (1913, S. 56) im Neuwieder Becken Oolithschotter in zwei sehr verschiedenen Höhenlagen anzutreffen sind, und zwar neun von den aufgeführten Vorkommen in Höhen von 275—325 m, die Schotter am Wachhecker Kopf, auf dem Wintersborner Berg und auf dem Dachsberg bei Immendorf dagegen in 225—230 m Höhe. Für diese Höhenunterschiede machte Mordziol einen nachpliocänen Abbruch einer Randscholle zur Tiefebene des Beckens verantwortlich. Wäre es nicht angängig, die drei tieferen Vorkommen, die dicht beieinander liegen, nur wenig höher als die Hauptterrasse sind und räumlich fast sofort an diese anschließen, als ältestes Diluvium anzusprechen? Ich kann diese Frage hier nur aufstellen, ohne sie zu beantworten, da mir nur ein schlechter Aufschluß am Wachhecker Kopf bekannt ist. Das von Mordziol selbst betonte „nur seltene Vorkommen von Kieseloolithgeröllen“ (1913, S. 43) könnte in bejahendem Sinn gedeutet werden, erklärt sich aber andererseits auch durch die Annahme, daß hier die oolithführende Mosel kaum noch zur Ablagerung beitrug.

Für die Durchbruchstrecke Bingen-Coblenz muß die Frage nach dem Vorhandensein ältester Diluvialschotter

noch ganz offen bleiben, da zusammenfassende Terrassenstudien für dieses Gebiet aus den letzten Jahren nicht vorliegen. Dagegen haben Untersuchungen aus jüngerer Zeit für die Mosel wahrscheinlich gemacht, daß hier eine Terrasse aus der ältesten Eiszeit besteht.

Eine vergleichende Untersuchung all der einförmigen, weißen Quarzschotter über dem Niveau der Hauptterrasse am Mittelrhein und unter diesem am Niederrhein könnte über diese noch ungeklärte Frage Gewißheit verschaffen.

Eine solche Untersuchung könnte auch prüfen, ob die von Fliegel (Fliegel und Stoller 1910) in der Gegend der Wahner Heide gefundenen und als „Randfazies der Oolithschichten" bezeichnete Schotter möglicherweise auch eine ältest-diluviale Bildung sind.

7. Vergleich mit den Verhältnissen am Oberrhein.

Als letzte erhebt sich dann noch eine geologisch weiter reichende Frage, nämlich die nach dem Einfluß der Einschaltung einer ältest-diluvialen Stufe in das Terrassensystem des Mittelrheins und Niederrheins auf die zuerst von Steinmann versuchte Parallelisierung mit den Schotterterrassen des Oberrheins.

Auf diese Frage ist schon Wunstorf (1913) kurz eingegangen. Ein Vergleich der beiden Gebiete in Bezug auf die Überlagerung der einzelnen Terrassen durch älteren und jüngeren Löß führte ihn zu dem Schluß, es lasse sich eine volle Übereinstimmung im Verhalten feststellen, wenn man die Steinmannsche Parallelisierung verschöbe, indem man den Ältesten Diluvialschotter dem oberrheinischen Deckenschotter und die Hauptterrasse vom Niederrhein der Hochterrasse des Oberrheins gleichsetze.

Lagerungsform und Gesteinsführung der betreffenden Terrassen im Arbeitsgebiet scheinen mir aber auf eine andere Parallelisierung hinzuweisen und zwar auf eine solche, die keine Verschiebung, sondern nur eine Ergänzung der Steinmannschen Gleichsetzung nötig macht.

Steinmann kam bekanntlich durch seine Studien am Rodderberg (1906) zu der Auffassung, die höhere Mittelterrasse Kaisers sei mit der oberrheinischen Hochterrasse gleichaltrig, die Hauptterrasse also mit dem jüngeren Deckenschotter. Danach fehlte am Mittelrhein das Äquivalent der älteren Deckenschotter. Als Ausweg deutete Steinmann damals (mitgeteilt in einer Arbeit von Fliegel 1907, Z. D. G. Ges. S. 256) die Möglichkeit an, die Oolithterrasse als solches aufzufassen. Dieser Lösungsversuch, dem sich später Lorié (1908, S. 282) anschloß (vergl. auch Stürtz, 1907, S. 36), kann heute nicht mehr in Betracht kommen, da die Oolithterrasse von Fliegel und Mordziol mit ziemlicher Gewißheit als pliocän erkannt worden ist. Dagegen scheint mir die neuaufgefundene Terrasse, die zwar auch älter als die Hauptterrasse, aber immer noch eine diluviale Bildung ist, sehr wohl den älteren Deckenschottern gleichgesetzt werden zu können. Danach ergäbe sich also folgende Parallelisierung:

Geol. Alter		Mittelrhein	Oberrhein
Diluvium	Alt	Oberterrasse	Älterer Deckenschotter
		Hauptterrasse	Jüngerer Deckenschotter
	Mittel	Hochterrasse	Hochterrasse
	Jung [1]	Niederterrasse	Niederterrasse
		Inselterrasse	Unterstufe d. N. T.

1) Vergl. hierzu den Abschnitt: Niederterrasse und Inselterrasse.

V. Die Hauptterrasse.

1. Geschichtliches.

Als Philippson (1899) für das „Plateaudiluvium“ des Rheins die Bezeichnung Hauptterrasse wählte, wollte er dadurch die große Bedeutung dieser breiten Talstufe für das heutige Landschaftsbild des Rheintals betonen. Diese Bedeutung, die sie vor allen anderen Terrassen auszeichnet, ist dadurch bedingt, daß gerade von ihr zahlreiche und ausgedehnte Teile bei der weiteren Tiefenerosion des Flusses erhalten geblieben sind.

Reste der jungtertiären Kieseloolithterrasse sind nur noch so spärlich vorhanden, daß sich aus ihnen lediglich die allgemeine Richtung des Urrheins erkennen läßt. Die Überbleibsel der ältestdiluvialen Oberterrasse gestatteten schon immerhin im Gebirge westliche und am Gebirgsrand südliche Grenzen zu ziehen. Von den Schotterflächen des Hauptterrassenrheins aber sind so erhebliche Stücke der späteren Abtragung entgangen, daß sich seine Uferränder noch heute mit erstaunlicher Genauigkeit aufzeichnen lassen. Der Bestimmung dieser Grenzen und der jetzigen Höhenlage der Altrheinkiese galt ein großer Teil meiner Ferienwanderungen in den Jahren 1912—1915.

Gelegentliche Bemerkungen oder kurze Übersichten über Schottervorkommen, die wir heute zu der Hauptterrasse rechnen, finden sich für unser Arbeitsgebiet bei Thomae (1835), v. Oeynhausen (1847), v. Dechen (1864, 1865), Gurlt (1882), Pohlig (1883, 1887), Lepsius (1887, 1892), Heusler (1897), Lorié (1908), Fenten (1908), Oestreich (1909) und Kranz (1912). Eingehender hat diese Ablagerungen v. Dechen zuerst im Jahre 1861 (Abschnitt VII: „Gerölle“, S. 369—385) und später noch ausführlicher in seinen umfassenden „Erläuterungen“ (1884, S. 749—759) behandelt. Da ihm aber nur ungenaue Karten zur Verfügung standen, auch der Unterschied zwischen diluvialen, pliocänen und miocänen

Kiesen noch nicht erfaßt war, so weicht seine Darstellung in einigen wesentlichen Punkten von den wirklichen Verhältnissen ab.

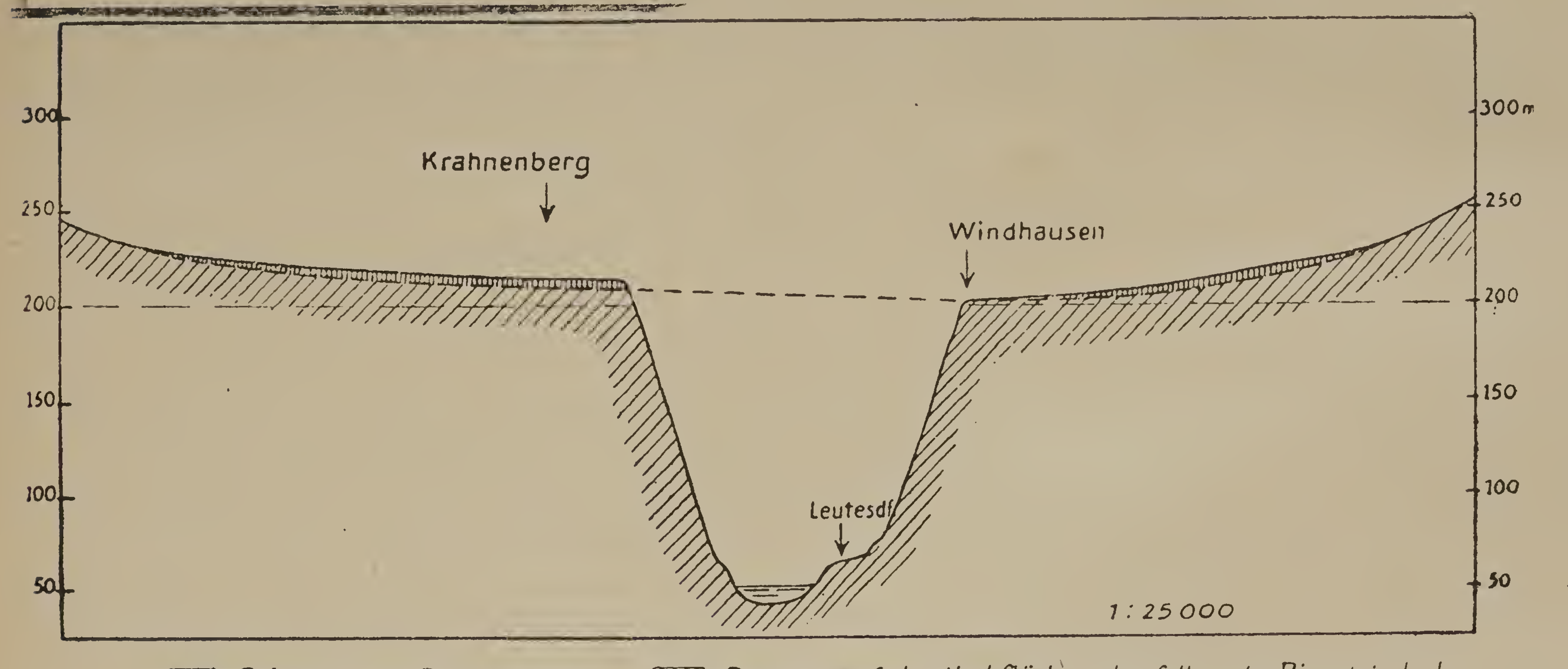
Die erste umfangreichere Zusammenstellung von Vorkommen hochliegenden „Plateaudiluviums“ auf Grund der Meßtischblätter findet sich bei Laspeyres (1900); es sind aber lediglich Höhenangaben, man vermißt Mitteilungen darüber, von welchem Ausmaß die Reste der Schotterflächen sind und wie weit sie seitlich vom heutigen Flußbett reichen. Kaiser beschrieb dann als erster (1903 und 1906) den Bereich der Terrassen nach Höhe und Breite, aber nur in allgemeinen Zügen mit wenig zahlenmäßigen Belegen. 1908 teilte Stürtz in einer Skizze seine gelegentlich anderer Arbeiten gemachten Beobachtungen mit. Seitdem ist über die Hauptterrasse im Gebiet Andernach-Bonn nichts mehr veröffentlicht worden.

Der Bedeutung dieser Stufe für die Entstehung des Rheintals entsprechend, sei hier ausführlich über die Ergebnisse meiner Begehungen berichtet.

2. Verbreitung der Hauptterrasse.

a) Die Terrassenreste auf der rechten Rheinseite.

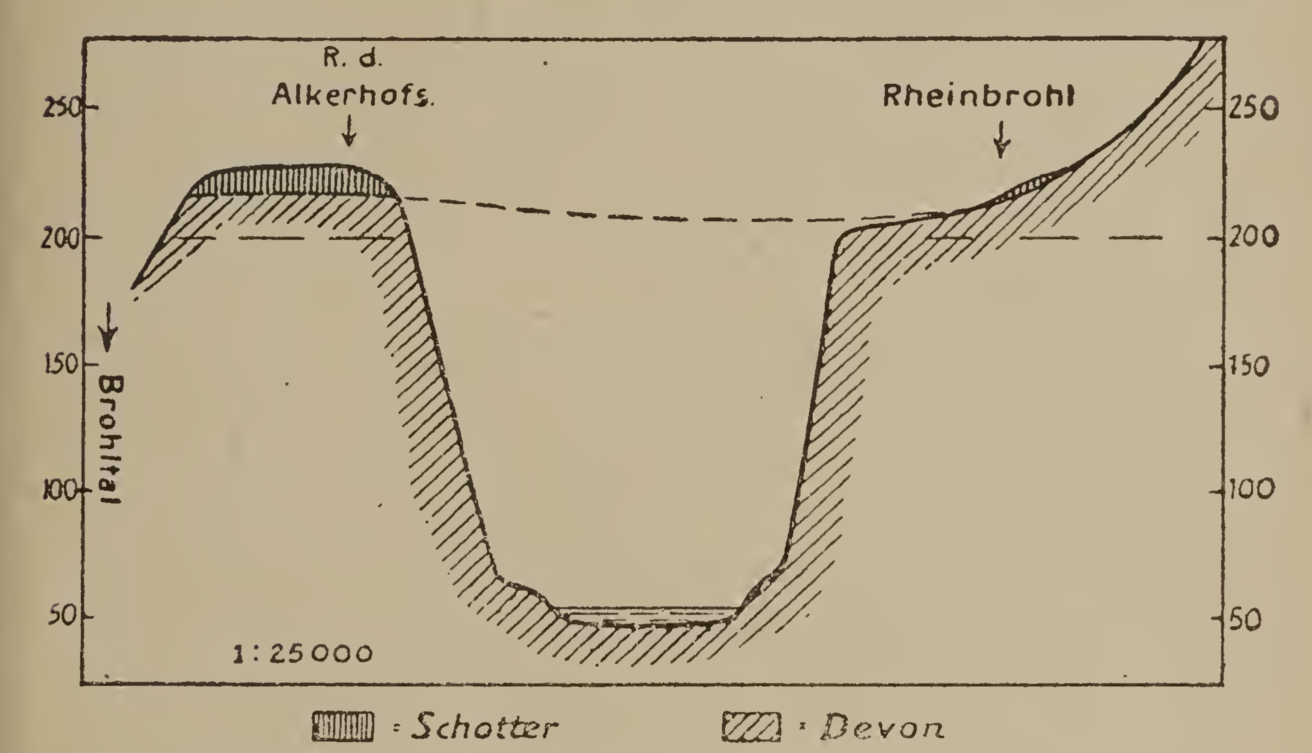
Rücken bei Leutesdorf (Blatt Neuwied): Die landschaftlich stark auffallende, breite Hochfläche zwischen Leutesdorf und Hüllenberg, mit sanftem Anstieg gegen Norden ist zweifellos alter Talboden. Steigt man vom höheren Gehänge herab, so ist der Einschnitt des heutigen Engtals kaum zu bemerken; die Gebäude auf dem linksrheinischen Krahnenberg scheinen noch fast auf der Ebene zu stehen, die sich vor dem Beschauer erstreckt. (Vergl. den Querschnitt durch das Tal auf Seite 50). Rheinkies sucht man hier allerdings vergebens. Die Fläche ist in ihrer gesamten Ausdehnung von einer beträchtlichen Bimssteindecke überzogen, so daß sich nicht feststellen läßt, ob und wie hoch hier Rheinschotter liegen. An den der Kante der Terrasse gegen das Rheintal benachbarten



Querschnitt durch das Rheintal bei der Andernacher Pforte.

Stellen liegt der Bimsstein auf devonischem Schiefer in etwa 200 m auf. Hier hat also der Strom bei seiner Tieferlegung die früheren Aufschüttungen wieder weggespült.

Riedel zwischen Niederhammerstein und Rheinbrohl (Blatt Neuwied): Hier findet man auf dem mit dem heutigen Rhein gleichlaufenden Gehänge die ersten Schotter auf der rechten Seite des Flusses abwärts Andernach. Sie bilden eine bei der 220 m-Linie abbrechende, sehr schmale, schon bei 230 m auskeilende Terrasse und reichen, abwärts in ursprünglicher Lagerung



Querschnitt durch das Rheintal beim Riedel zwischen Niederhammerstein und Rheinbrohl.

bis rund 215 m. (Aufschluß: am Weg von Rheinbrohl nach Punkt 278,8). Vor dieser Uferterrasse erstreckt sich in 205 m Höhe eine sanft geneigte Ebene zum Rande des Engtals hin. Auch sie muß als alter Talboden aufgefaßt werden, dessen Aufschüttungen bei beginnender Tiefenerosion wieder weggewaschen wurden.

Die bewaldete Nebenkuppe zum Hammersteiner Tal hin trägt in gleicher Höhenlage eine Schotterdecke.

Bergnase mit Steinbrüchen nördl. „In der Kaltenbach“ (Blatt Neuwied): Schotterbelag an zwei ziemlich eng begrenzten Stellen. Aufschlüsse fehlen.

Oelsberg (Blatt Linz): Auch hier zwei getrennte Stellen mit Schotterbedeckung. Die vordere bildet die in 205 m aufsitzende Haube der Kuppe 211,5. Dahinter (auf Blatt Waldbreitbach), etwas oberhalb Punkt 201,9 beginnend, ein kleiner Bereich bis zur 215 m-Linie.

Kronenberg (Blatt Linz): Bei 205 m einsetzend deutliche Schotter am Ausgehenden der Terrasse. Höchstpunkt der vorderen Kuppe 211,4. Auf den Feldern ostwärts gelegentlich Gerölle bis zur 215 m-Kurve (auf Blatt Waldbreitbach).

Riedel zwischen Staierbach und Moorbach (Blatt Linz): Nur sehr kleines Gebiet an der Stelle, wo die Querschneise den aus dem Staierbachtal aufwärts führenden Weg kreuzt. Am Einschnitt dieses Weges bei 205 m Schotter auf Devonschiefer auflagernd.

Riedel zwischen Staierbach (bezw. Moorbach) und Ariendorferbach (von hier ab bis auf weiteres Blatt Linz): Erste größere zusammenhängende Fläche auf der rechten Rheinseite abwärts Andernach, tritt im Landschaftsbild scharf hervor, auch von rheinabwärts gesehen. Hier findet sich auch der erste größere Aufschluß in der Kiesgrube vor der Försterei Homborn. Von dieser Försterei bis zu den Aussichtspunkten oberhalb des Schlosses Arenfels fast völlig eben. Landeinwärts hört am Fuß der Kuppe 223 (210 m-Linie) das Geschiebe auf und verwitterte Devonschiefer treten auf den Äckern zutage.

Diese Schotterfläche wird in früheren Arbeiten mehrfach erwähnt. Wenn aber Heusler (1897) schreibt, daß diese „hochgelegene Terrasse" sich zum Hof Reidenbruch (Blatt Waldbreitbach) hinzieht und „daß noch die auf der Grube Felsenmann (jetzt „Waldsee", 320 m!) aufgeschlossenen Diluvialmassen zu ihr gehören", so hat er offenbar tertiäre Quarzgeschiebe für diluviale Kiese gehalten. Laspeyres (1900) rechnet sein Plateau-Diluvium in dieser Gegend schon richtig bis 210 m.

Riedel zwischen Ariendorfer Bach und Leubsdorfer Bach:

1. Bei dem Trigon. Punkt 204,3. Nur durch Geröll auf Feldern erkennbar, die Abbrüche vor dem trig. Punkt scheinen die Stirnkante anzudeuten. Also etwa von 200—207 m.

2. Bei Gut Hubertushof. Gleich hinter dem Hof große Kiesgrube, Schotter treten auch stark zutage, wo der Weg nach Höhe 204,3 als Hohlweg die 200 m-Linie schneidet. Das Feld zwischen diesem Hohlweg und dem Wäldchen ist dicht mit kleinen und großen Geschieben besät. Auf der anderen Seite des Weges kleinere Grube. Landeinwärts Geröll auf Feldern bis etwa 207 m. Sohle der Grube unter 200 m.

Rücken hinter Dattenberg: In diesem ausgedehnten Terrassenrest liegt einer der bekanntesten Aufschlüsse der Hauptterrasse: über dem Basaltbruch hinter dem Dorf. „Die Köpfe der senkrecht stehenden Basaltsäulen zeigen nicht bloß die Schliffflächen, sondern auch die Rutschfurchen und die Schrammen der darüber geflößten Geschiebe“ (Laspeyres 1900, S. 133). Hierauf machte auch Kaiser (1906) die Teilnehmer an der Exkursion der Deutschen Geol. Gesellschaft aufmerksam; er gab dort die Mächtigkeit der Ablagerung zu 15 m an.

Eine ähnliche Üeberlagerung findet sich noch in der Nähe in dem auflässigen Basaltbruch am Giersberg und weiter landeinwärts in einem kleinen aufgegebenen Basaltbruch am Hang des Leubsdorfer Tales (ndl. der Jagenzahl 24) in 200 m Höhe. Dieser letzte Aufschluß ist wichtig, weil er die seitliche Verbreitung zu beurteilen erlaubt, die sonst durch starke Lößüberdeckung verhüllt ist. Am Weg zum Roningerhof läßt sich infolgedessen der Kies nur bis kurz vor die Kapelle verfolgen.

Rücken östl. Linz: Der nur 178 m hohe Kaiserberg (oder Donatusberg) zeigt auf verwittertem Basalt einige Geschiebe. Das Ganze macht aber den Eindruck

künstlicher Beschotterung. Diese Auffassung findet ihre Bestätigung in einer freundlichen Mitteilung von Pfarrer Dr. J. Wirtz (früher Linz, jetzt Olewig-Trier), wonach dieser Bergkegel „früher den Stadtgalgen trug und in Kriegszeiten besetzt wurde, sodaß Planierungen und Verschanzungen dazu beigetragen haben könnten, ihm sein jetziges Aussehen zu geben“.

Auch die dünne Kiesdecke des Westausläufers des Waschberges (Fläche der Hillebrandsruhe in 175 m Höhe) ist kaum in ursprünglicher Lagerung. Die Oberfläche dieses kleinen Plateaus ist außerordentlich unruhig, so daß ich annehmen möchte, daß hier Rutschungen und Senkungen der unterlagernden „Walkerde“ (v. Dechen 1884 S. 592) stattgefunden haben. Die Kiesdecke wäre dann mitgesunkener Gehängeschutt.

Erst mit den großen Kiesgruben rechts und links der Straße nach dem Ronigerhof, also mit der 180 m-Linie, beginnen die nicht nachträglich verlagerten Absätze der Hauptterrasse. Sie sind hier ebenso mächtig entwickelt, wie in den beiden benachbarten Vorkommen: Dattenberg und Naksbruch. Auffällig ist die Zahl der großen Blöcke, die darauf hinweist, daß hier der Stromstrich durchging. Ein besonders umfangreicher (am Weg zum Sterner Tal) ragt nur mit seiner $2 \times 2^1/_2$ m großen Oberfläche heraus. Eine kleine Sandgrube bei 200 m links der Straße zeigt unter 2 m schwach geglätteten, deutlich geschotterten Schieferbrocken Sand mit Lagen von kantigen Devonbröckchen. Dieser Querschnitt weist auf Ufernähe; die obersten Schichten sind wohl Ablagerungen eines seitlichen Zuflusses. Von diesem rühren offenbar auch die bei 210 m schlecht aufgeschlossenen sehr feinen, farblosen Sande.

Riedel zwischen Linz und Ockenfelser Bach: Zwei gute Aufschlüsse im Ausgehenden gegen das Tal, der eine am Weg nach Linz, der andere an der Straße nach Ockenfels, beide in 180 m Höhe. Landeinwärts wieder mächtige Lößüberdeckung. Der zwischen Höhe

215,1 und Punkt 228 abgehende, ins Sterner Tal führende (punktierte) Weg kreuzt aber noch Schotterreste. Eine völlig bewachsene Grube am Weg nach Obererl hat in ihren oberen Schichten Sand mit Schieferbrocken, ebenso eine zweite etwas höhere, bei 220 m: Reste eines altdiluvialen Baches.

Nach v. Dechen (1884, S. 744) und Heusler (1897) zieht sich „auf diesem Rücken die Geschiebe-Lehmterrasse bis Erl gegen den Fuß des Minderbergs so hoch hinauf, daß sie die braunkohlenführenden Oligocän-Schichten von Grube Stößchen überdecken." Aber Laspeyres (1900, S. 127) erkannte schon richtig, daß die Ablagerungen in 320 m Höhe am Fuß des Minderbergs tertiären Ursprungs sind. Auch die „Spuren der Geschiebelager an der Straße von Linz nach Asbach bei Kretzershaus" (v. Dechen 1884, S. 744) sind miocänen Alters.

Riedel zwischen Ockenfelser Bach und Kasbach: Auch hier mächtige Ablagerung über Basalt; größter Aufschluß am Naksberg, kleinerer am Nutzenak und dem unbedeutenden Bruch an der Straße nach Ohlenberg. Auf dem Plateau starke Lehmüberdeckung, also Grenze landeinwärts nicht festzustellen. Dagegen Aufschlüsse im Ausgehenden gegen die Seitentäler ziemlich zahlreich, so zwischen Nutzenak und Heidscheid und am Hang zum Ockenfelser Bach neben Nakbruch.

Riedel zwischen Kasbach (Blatt Linz) und Bruchhauser Tal (Blatt Königswinter): Sehr ausgedehnter Terrassenrest; sein Ausläufer zum Rhein hin überdeckt die Erpeler Ley. Dort ist die Stelle, wo rheinauf, rheinab die Überbleibsel dieser altdiluvialen Ablagerung am nächsten zum jetzigen Strombett liegen; der Abstand beträgt in Luftlinie nur höchstens 200 m. Hinter Orsberg beginnt wieder Lößüberdeckung, so daß auch hier die Grenze gegen den Troghang nicht zu erkennen ist. In der Senkung, in der Bruchhausen liegt, ist dieser Löß wieder weggespült; hier findet man Gerölle auf den Feldern und im Hohlweg südlich des Dorfes bis

über 200 m. Aufschluß in einer Kiesgrube neben der Bruchhauser Kirche.

Aufschlüsse auf der Erpeler Ley: an der Vorderkante über den Basaltsäulen des auflässigen Bruches, hinter Zeppelinstein und auf dem Weg nach Orsberg bei Stange 69 der Starkstromleitung. Seitlicher Aufschluß über den Basalten des Bruches oberhalb Brauerei Severinsberg. Kleiner, wieder verschütteter Aufschluß hinter Orsberg, dann über der Tongrube stromabwärts Orsberg.

Riedel zwischen Bruchhausertal und Breitbach (von hier ab Blatt Königswinter): Dieses Vorkommen steht mit dem letztgenannten Terrassenstück durch die Kiese beim Dorfe Bruchhausen in Verbindung. Beide gemeinsam bilden den bei weitem ausgedehntesten Rest der Hauptterrasse auf der rechten Rheinseite. Eigentliche Aufschlüsse sind nicht vorhanden. Aber auf den Feldern und an den Wegen Geschiebe, darunter viele große, in reicher Menge, da im Gegensatz zur benachbarten Hochfläche Bruchhausen-Orsberg jeder Lößüberzug fehlt (Bruchhauser Heide!). Auflagerung auf devonischem Sockel in der Stirnkante aufgeschlossen am Leidenberg, wo der Weg von Scheuren aufsteigend seitlich in sie einschneidet, in 175 m auf Devon. Die Schotter lassen sich bis hinter St. Marienberg verfolgen. Nach von Dechen (1884, S. 744) hat der Julienschacht der (jetzt auflässigen) Kupfergrube Marienberg Lehm, Sand und Geschiebe noch in einer Mächtigkeit von 12 m durchsunken; danach läge der devonische Sockel hier bei rund 190 m, also 15 m höher als an dem der Strommitte um 2 km näheren Leidenberg.

Bergnasen zwischen Grube Marienberg und Grube Virneburg: Die drei dem Rhein zugekehrten Bergnasen tragen alle von etwa 185 bis 195 m Kiesdecken.

Breite Heide mit den Ausläufern Mühlenberg (190 m) und Auf dem Horn (190,8 m). Da hier Lößüberdeckung fehlt, so prägt sich landschaftlich die

vollkommene Ebenheit der Hochfläche deutlich aus. Geschiebe überall verstreut; Aufschluß: über den Basalten des Bruches im Breitbachtal. Uferzone bei Grube Virneburg; Schächte dieser Grube haben nach von Dechen (1884, S. 745) Lehm, Geschiebe und lehmigen Sand bis zu 8 m durchteuft.

Zickelburg (182 m): Wenig ausgedehnte Schotterfläche bis zur 190 m-Kurve. Kleiner Aufschluß, wo der vom Tal kommende Weg zum Schuppen seitlich auf die Terrassenhöhe gelangt.

Es ist also nicht richtig, wie noch Laspeyres (1900) bemerkt, daß von der Breiten Heide abwärts bis zum Siebengebirge „hochliegendes Diluvium fehlt".

Dagegen fehlt nun im Gebiet des Siebengebirges die Hauptterrasse völlig.

Die von Laspeyres (1900, S. 299) „auf dem plateauartigen Vorberge an der Westseite des Petersberges" und weiter nördlich beobachteten „dünnen Absätze von Diluvialkies und Lehm", sind offenbar verschwemmte tertiäre Kiese, wie sie am Nordhang des Petersberges und am Westrand der Dollendorfer Hardt anstehen. Die terrassenartige Form dieses Vorberges, wie die eines ähnlichen am Westhang der Dollendorfer Hardt, ist freilich auffallend. Sie erklärt sich aber, wenn man den Sockel dieser Terrassen auffaßt als Oberfläche des alten Devonrumpfes, der im Tertiär von tonigen, sandigen und kiesigen Schichten überdeckt und dann im Diluvium durch den Rhein von diesen wieder befreit wurde.

Auch Gurlt (1882, S. 141) stellt ausdrücklich fest, daß im Siebengebirge die diluviale Geröllage fehle; sein Erklärungsversuch, „wahrscheinlich sei das Siebengebirge eine Insel gewesen, als das diluviale Meer die Geschiebe in seiner Brandung rollte", hat allerdings nur noch geschichtlichen Wert.

Die von Kaiser (1897, S. 159) beschriebenen Rheinkiese auf der Fläche Rabenley—Vinxel—Fuß der Dollendorfer Hardt und auf der Kasseler Heide

sind m. E. älter als die Hauptterrasse und gehören zur ältestdiluvialen Oberterrasse (vergl. S. 35/36).

Hauptterrassenschotter finden sich aber wieder auf dem Ennert und der Fläche von Holtorf-Roleber-Hoholz; sie sind bis zur 160 m-Linie überall auf den Feldern sichtbar (vergl. Geol. Karte von Kaiser).

b) Die Terrassenreste auf der linken Rheinseite.

Krahnenberg bei Andernach (Blatt Neuwied): Die Oberfläche des Krahnenberges bildet die Fortsetzung der mächtigen Talbodenfläche auf der rechten Rheinseite hinter Leutesdorf (vergl. S. 49 und den Querschnitt). Bimssteinüberdeckung macht auch hier die Entscheidung unmöglich, wie weit westlich der Fluß Kiese abgelagert hat. Nur am Gehänge gegen das Rheintal treten längs des west-östlich laufenden Randweges unter der Bimsdecke Gerölle hervor, so z. B. seitlich des Pfades zum „Sprudelblick". Ein kleiner, versteckter, aber wichtiger Aufschluß befindet sich einige Meter östlich der Stelle, wo der von Punkt 215,5 kommende Querweg auf den Randweg stößt. 3—4 m unter der Höhe dieses Weges, also bei rund 210 m Meereshöhe, ist hier die Auflagerung von Rheinkies in ursprünglicher Schichtung auf wellig abgeschliffenem Devonsockel zu sehen. Auch Oestreich (1909, S. 61) beobachtete am Krahnenberg Schotter bei 210 m.

Rücken hinter Namedy (Blatt Neuwied): Schwache Schotterreste in der Umgegend von Punkt 226,3.

Rücken östl. Hohe Buche (Blatt Neuwied): Die Bergnase nördl. von Punkt 236,5 trägt Schotter von 210 m bis über 220 m.

Riedel des Alkerhofs (Blätter Neuwied und Burgbrohl): Erste größere Schotterfläche auf der linken Seite abwärts Andernach. Auf den Felder und Waldwegen treten die Geschiebe bis nahe an die 230 m-Linie heran deutlich zu Tage. Aufschluß am Wege von Alkerhof nach

Fornich. Da an dieser Stelle die Steilhänge rechts und links dicht an den Rhein herantreten, liegen hier die Stirnflächen der beiderseitigen Terrassenreste einander am nächsten: höchstens $1^{1}/_{2}$ km gegen $3^{1}/_{2}$ km am Rodderberg.

Laspeyres (1900, S. 138) gibt die Unterlage der Schotter auf dem „Rheinberg“ zu „240 m im S., 210 m im N.“ an. Die letzte Angabe stimmt mit meinen Beobachtungen überein. Die Unterlage „240 m i. S.“ bezieht sich aber offenbar auf die Oolithschotter bei Punkt 264 (vergl. S. 17). Mit dieser Richtigstellung erübrigt sich der Versuch Laspeyres', diese anormale Höhe durch Verwerfungen zu erklären (S. 142; dazu Stürtz 1907, S. 37).

Riedel zwischen Brohlbach und Vinxtbach (Blatt Burgbrohl): Der lange, flache Rheineckerberg und die beiden Bergrücken westlich Brohl tragen mächtige Schotterdecken, die bei der 220 m-Linie von den Aschen des Leilenkopfes verdeckt werden. Aufschluß an der Reutersley in einer kleinen Kiesgrube am Wege nach Niederbreisig: Auflagerung auf Devonsockel bei 200 m.

Die gleiche Unterlage gibt auch Laspeyres (1900) an. Seine Bemerkung „257 m Lehm auf Schotter“ hat schon Stürtz (1907, S. 37) berichtigt; er „kennt typischen Rheinkies bei Schloß Rheineck nur in der 221 m-Höhe“. Dagegen liegen bei 257 m wieder Oolithschotter. Diese pliocänen Quarzkiese hatten auch v. Dechen (1884, S. 742) zu der irrigen Ansicht verleitet, daß „die Gegend am Fuß des Bausenberges noch der Rheinterrasse (Hauptterrasse) zuzurechnen sein dürfte.“ Kaiser (1907, S. 74) gibt als Verbreitungsgebiet zutreffend 200—220 m an.

Riedel zwischen Vinxtbach und Frankenbach (Blatt Burgbrohl): Die ebene Hochfläche mit dem Ausläufer Augustahöhe (Blatt Linz) wird von einer Geröllschicht gebildet, die bei der 220 m-Kurve endigt, sich am Hang südlich Oberbreisig weiterzieht und noch die

nach Norden vorspringende Kuppe bedeckt. (In höheren Lagen trägt der Oberbreisiger Berg Schotter der Oberterrasse; vergl. S. 40). Auf der Augustahöhe im Hohlweg nach Niederbreisig bei 195 m Auflagerung von Schotter auf devonischem Schiefer aufgeschlossen.

Riedel zwischen Frankenbach und Harbach (Schloss Ahrental) (von hier ab bis auf weiteres Blatt Linz): Eine mächtige Schotterhochfläche, die sich in 3,4 km Länge und 2,6 km Breite vom Trotzenberg im S. bis zum Ziemet im N. und zum Wingartsberg im W. erstreckt. Sie tritt landschaftlich besonders deutlich hervor, worauf Kaiser schon beim Ausflug der D. G. Gesellschaft hinwies (1906). Das Meßtischblatt gibt auf dieser Fläche folgende Zahlen an: 197,2; 199,7; 200,2; 201,4; 203,5; 207; 207,0; 207,3 und 211,2. Sie zeigen, daß sich die Oberfläche rheinabwärts schwach neigt und landeinwärts sanft hebt. Klar zeichnet sich ab, wie in dieser Terrasse ein kleiner Zufluß des Rheins (Tiefpfad) ausnagend gewirkt hat.

Aufschlüsse: Kiesgruben am T. P. 207,0, südlich vom Hof Mönchsheide im Wald nahe der Straße nach Oberbreisig, nördlich der Jägerhütte, Sandgruben nördlich vom Wingartsberg an der Straße nach Franken.

Riedel zwischen Harbach und Westumer Bach: Auflässige Sandgruben am Sinziger Kopf, auf der ebenen Fläche östlich Gerölle auf den Feldern und im Wald bis etwa zur 195 m-Linie. Auch die Kuppe im Knie der Straße von Schloß Ahrental nach Sinzig hat eine kleine Kieshaube (kleine Grube). (Vergl. den Querschnitt durch das Rheintal oberhalb Sinzig auf Tafel I.)

Nach v. Dechens „Erläuterungen" (1884, S. 742) erstreckt sich die Geschiebelage bis zum Hofe Baucherwies (westlich Sinziger Kopf); auf seiner geologischen Karte ist aber richtig das Diluvium nur östlich des Basaltberges eingezeichnet.

Diese Gegend ist, wie v. Dechen mit Recht hervorhebt (1884, S. 742) „deshalb wichtig, weil hier zuerst

die Terrassen des Rheintals mit den oligocänen (nach heutiger Auffassung: miocänen) Süßwasserbildungen der Bucht von Cöln in Berührung treten."

Riedel zwischen Westumer Bach und Ahr. Kleiner Bezirk im Wald des Osthangs des Mühlenbergs bei 195 m. Die Grube am Weg nach Westum bei 200 m wahrscheinlich Oberterrasse (vergl. S. 40).

Rücken hinter Remagen: Da hier — dicht bei einander — miocäne, pliocäne, ältestdiluviale und altdiluviale Schotter liegen, so sind die Verhältnisse früher vielfach arg verkannt worden.

Hauptterrassenschotter bedecken die Fläche zwischen dem Reisberg und dem Viktoriaberg, einschließlich dieser beiden Berge. (Aufschlüsse: kleine Kiesgrube beim Sanatorium und im Hohlweg, der südlich vom Bahnhof aufwärtsführt, hier Auflagerung auf Devon bei 180 m.) Westwärts reichen die altdiluvialen Kiese unter Lößüberdeckung etwa bis zur 200 m-Linie. Der Rücken hinter der Apollinariskirche trägt in gleicher Höhe einen kleinen Schotterrest (Aufschluß bei 205 m an der Straße).

Die zuerst von v. Dechen (1861, S. 379) erwähnten Gerölle „auf der linken Seite der Ahr zwischen Bodendorf und Köhlerhof", sind, wie Kaiser (1907, S. 75) ausdrücklich hervorhob, miocän; sie führen, wie ich feststellen konnte, das lichtgraue Leitgeschiebe der Vallendarstufe Mordziols (vergl. Mordziol 1908, S. 364). Auch der noch weiter westlich liegende Quarzkies rund um Bengen gehört zum gleichen Horizont (vergl. S. 23).

Der von Laspeyres (1900, S. 138) bei 220 m auf dem Rücken des Scheidsberges beobachtete Schotter stammt wohl aus der von Kaiser als pliocän erkannten Ablagerung in 230—240 m, während die von Fenten (1908) erwähnte Grube bei 205 m nahe der Försterei Plattborn und die von Kaiser genannte nördlich Punkt 211,9, ebenso wie der Kies in 210 m Höhe bei Stürtz (1907, S. 39) nach meiner Auffassung zur Oberterrasse gehören.

Die untere Grenze der Ablagerung geben Laspeyres (1900, S. 138) und Lorié (1902, S. 147) im Mittel zu 180 m richtig an. Daß Fenten (1908) noch bei 160 m Schotter beobachtete, ist bei der flachen Neigung des Gleithangs nicht verwunderlich.

Von hier ab habe ich weiter rheinabwärts bis zum Gemeindebusch bei Rolandseck Hauptterrassenschotter nicht mehr auffinden können.

Zwar tritt, wie v. Dechen (1884, S. 746) sagt, eine „Terrasse zwischen Calmuth und Unkelbach auf, die bis zum Basalte des Tungberges reicht"; aber sie trägt keinen Kies und liegt auch unter dem Niveau der Hauptterrasse. Es ist eine Erosionsterrasse des von der Erpeler Ley stark nach Westen geworfenen Flußes, vielleicht, wie im Siebengebirge die von tertiären Ablagerungen reingewaschene Oberfläche des Gebirgsrumpfes. Auch Laspeyres (1900) gibt unter „Rücken des Dungbergs" als Plateaudiluvium nur Löß, keine Schotter an.

Ebenfalls weit unter dem Spiegel des Hauptterrassenrheins in dieser Gegend liegt die von Heusler (1897, S. 71) erwähnte Terrasse, die sich „vom Unkelstein über Birgel bis über Oberwinter erstreckt". Auch sie führt keine Geschiebe, sondern nur ungerollte Bruchstücke verwitterten Devonschiefers.

Die von Stürtz (1907, S. 40) als Kieseldiluvium angesprochene Ablagerung „weiter östlich von Züllighoven am Wege nach Oberwinter unfern einer Tongrube bei 205 m", die wohl auch Kranz meint, wenn er in seiner Übersicht über die Höhenlage der Hauptterrasse (1912, S. 34/35) Züllighoven mit 200 m aufzählt, hat sich als tertiäre Ablagerung herausgestellt.

Auf dem Berschberg bei Oberwinter fand Laspeyres (1900, S. 138) Schotter noch auf 224 m. Stürtz (1907, S. 39) gibt an, den Rheinkies in jener Gegend nicht mehr oberhalb der 200 m-Höhe angetroffen zu haben. Kantige Quarze bei Punkt 224, auf die sich die Angabe bei Laspeyres wohl bezieht, sind entweder Überbleibsel

einer miocänen Ablagerung — was ich annehmen möchte — oder Bruchstücke eines örtlichen Quarzganges.

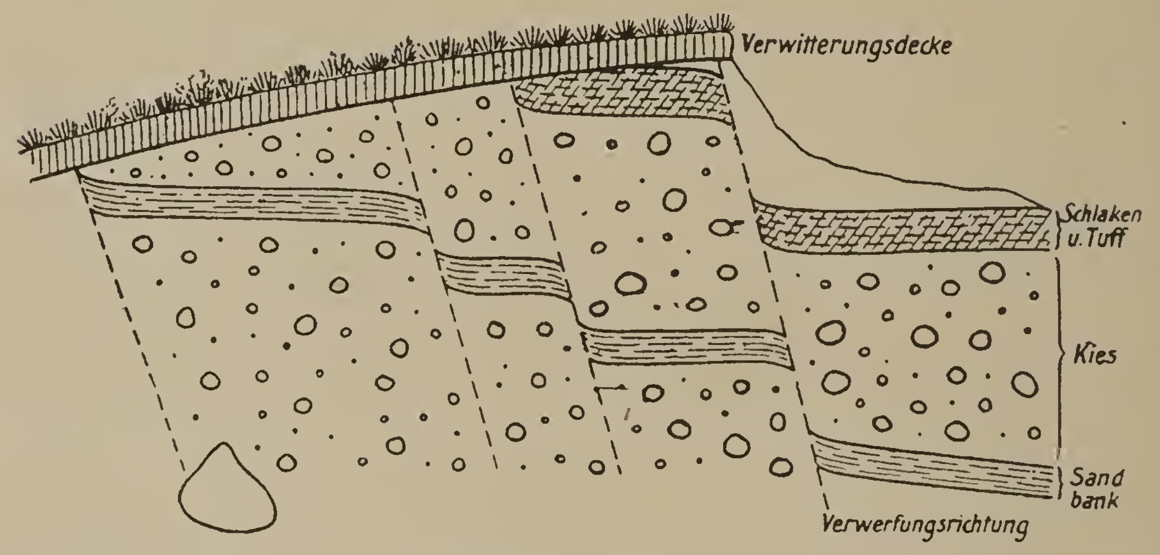
Riedel zwischen Rhein und Bachemer Tal (Blatt Königswinter): Auf diesem Rücken beginnt der Hauptterrassenkies südlich im Gemeindebusch bei Rolandseck (vergl. Geol. Karte des Siebengebirges von Laspeyres) und reicht hier noch bis über die 190 m-Linie. Die nördlich anschließenden Felder sind, wenn sie nicht Löß überdeckt, voller Gerölle. Aufschlüsse bei 180 m am Weg nach Niederbachem und bei 190 m im Wald oberhalb des „G“ in „Gemeinde-Busch“.

Die Verbreitung des Rheinkieses auf dem Rodderberg ist seit der ausführlichen Arbeit von Thomae (1835) oft beschrieben worden, weil sein Verhältnis zu den vulkanischen Auswurfmassen für die Altersbestimmung des Ausbruchs von ausschlaggebender Wichtigkeit ist (v. Dechen (1859, 1861, 1884), Pohlig (1883, 1887) Lepsius (1887) u. v. a.). Er findet sich auf der Geol. Karte des Siebengebirges von Laspeyres (1900) eingetragen; deshalb kann ich mich hier darauf beschränken, auf diese Karte zu verweisen.

Dabei ist allerdings zu beachten, daß die auf Gleithängen herabgeschwemmten Schotter von solchen in unveränderter Lage nicht unterschieden sind. Untersucht man die Kiese auf ihre ursprüngliche Lagerung genauer, so stellt sich die merkwürdige Tatsache heraus, daß sie südlich vom Rodderberg nur bis etwa 175 m hinabreichen, dagegen im Hohlweg am vom Rathschen Turm und im Aufschluß im Nordwestrand des Kraterwalles bei 160 m dem devonischen Grundgebirge auflagern. Da nun auf der gegenüberliegenden Rheinseite auf der Zickelburg, wie auf der Breiten Heide (vergl. S. 57) die Hauptterrasse von 180—195 m aufsteigt, das Vorkommen im Gemeindebusch also die normale Höhe aufweist, so ergibt sich die bemerkenswerte Tatsache, dass sich in der näheren Umgebung der Ausbruchstelle des Rodderberg-

kraters der Untergrund der Hauptterrassenschotter um rund 15 m gesenkt hat.

Daß die vulkanische Tätigkeit in der Tat Bewegungen in der Schotterdecke im Gefolge hatte, läßt sich einwandfrei in den obersten Schichten des viel besuchten Aufschlusses im Nordwestrand des Kraterwalls beobachten: hier zeigen vier nach dem Kraterinnern einfallende Verwerfungen von durchschnittlich $^1/_2$ m Sprunghöhe den Abbruch der Kiesschichten nach dem Kessel (siehe Profil). In den früheren Profilen bei Pohlig (1883, S. 230), Lepsius (1887, S. 217) und Laspeyres (1900, S. 425) ist diese — an Diluvialkiesen selten zu beobachtende — Er-



Profil der Kiesgrube (Hauptterrasse) im N.-W.-Kraterwall des Rodderberges bei 160 m.
(Vergl. die Profile bei Lepsius, Pohlig und Laspeyres.)

scheinung nicht angegeben.

Südlich der Straße Niederbachem-Berkum fand ich Hauptterrassenkies noch in zwei Gruben aufgeschlossen, die vom Gemeindebusch in fast genau westlicher Richtung liegen: die erste an der Stelle, wo die von Niederbachem und Kürrighoven aufsteigenden Wege sich kreuzend ein Dreieck bilden (auf der Grenzlinie der Blätter Königswinter und Godesberg), die zweite am Nordhang der Kuppe 206,8 östlich Berkum zwischen den 180- und 185 m-Linien (Blatt Godesberg).

Der Riedel zwischen Bachemer Tal und Godesberger Bach (Bl. Godesberg) ist eine große,

zusammenhängende, nur nach dem Rheintal hin durch den Lannesdorfer Bach gelappte Schotterfläche. Sie beginnt in 165—170 m Höhe und steigt, teilweise von Löß erhöht (Punkt 190,1 südl. Ließem), bis an den Fuß des Stumpe-Berges. Durch eine schmale Brücke am Fuße des Wachtberges (wo die Straße Gimmersdorf-Villip zweimal die 180 m-Linie schneidet) steht sie mit dem Terrassenstück östlich Villip in Verbindung. Zahlreiche Aufschlüsse: in den Ton- und Quarzitgruben von Lannesdorf und Muffendorf, auflässige Kiesgruben am Hang gegen Niederbachem in 170 m Höhe und westlich von Punkt 186,7 bei Gimmersdorf in 180 m Höhe, ausgedehnte Kiesgruben östlich Villip von 180—185 m. In den Schluchten zum Tal des Godesberger Baches mehrfach Unterkante bei 175 m festzustellen.

Der breite Rücken zwischen Godesberger Bach und Bonn wird in seiner ganzen Ausdehnung von Hauptterrassenschotter bedeckt. Seine Oberfläche hebt sich, wie die Zahlen auf dem Meßtischblatt (Godesberg) erkennen lassen, nur sehr langsam von 170 m im N. (Casselsruhe bei Bonn) bis über 180 m bei Villiprott. (Eine sanfte Bodenwelle führt dann zu der wieder fast vollkommen ebenen Fläche der Oberterrasse bei Merl. Vergl. S. 34.) Zahlreiche Aufschlüsse: Kiesgruben rund um die Casselsruhe, am Weg nach Dottendorf, am Godesberger Wasserturm, an der Straße von Villiprott, westlich Röttgen und über den Tongruben von Witterschlick.

Ein genaueres Eingehen auf die Verhältnisse in diesem Gebiet erübrigt sich, da die Veröffentlichung der geologischen Aufnahme der Blätter Godesberg und Bonn für die nächste Zeit zu erwarten ist.

Nur auf eines sei hier noch kurz hingewiesen.

Die nördlichsten Ausläufer des zuletzt genannten Terrassenstücks: Hardtberg, Brüser Berg, Kreuzberg und Venusberg (dieser bis zur Casselsruhe gerechnet) weisen bemerkenswerte Unterschiede in der Höhenlage der Schotter auf, die bisher scheinbar unbeachtet

geblieben sind. Während nämlich in den Gruben rund um die Casselsruhe der Kies in 158 m Höhe auf Ton ruht und bis zur 167 m-Linie reicht, liegen die Schotter in den Gruben am Kreuzberg, Brüserberg und Hardtberg bei 140—145 m auf, und die Höchstpunkte der vorderen Kuppen sind nach der Karte 156,5, 154,5 und 155,7. Die Kiesgrube bei Punkt 155,6 westlich des Paulshofs liegt mit diesen im gleichen Niveau.

In auffallender Übereinstimmung damit steht, daß auf dem Ennert (rechte Rheinseite vergl. S. 58) der Kies bei 145 m einsetzt und die ebene, offenbar kaum abgetragene Oberfläche dieses Bergs bei 151 m liegt (vergl. den Querschnitt auf Tafel I).

Daraus ergibt sich, daß bei Bonn die Hauptterrasse in zwei Stufen mit rund 15 m Abstand ausgebildet ist, eine Erscheinung, die lebhaft an die Verhältnisse am oberen Mittelrhein erinnert (vergl. Mordziol 1908, S. 383 u. 1910, S. 324), wo auch die „Loreley- oder Ehrenbreitsteiner Stufe“ 15 m unter der eigentlichen Hauptterrasse bleibt. Da wir uns hier bei Bonn im Gebiet der tektonisch außerordentlich unruhigen Niederrheinischen Bucht befinden, so drängt sich die Vermutung auf, daß auch diese Höhenunterschiede durch nachträgliches Absinken zum Tiefland hin entstanden sind. Dann wäre also der in den Venusberg auslaufende Rücken ein Horst. Da aus den eben genannten Veröffentlichungen der geol. Spezialkartierung Aufschluß über diese Frage zu erwarten ist, wurde ihr nicht weiter nachgegangen. Erwähnt sei nur noch, daß die Hauptterrasse des Vorgebirges die Fortsetzung der unteren (Kreuzberg-)Stufe zu sein scheint.

c) Zusammenfassung.

Vereinigt man das Mosaik der im Voraufgehenden aufgeführten Einzelvorkommen zu einem einheitlichen Gesamtbilde, so erkennt man folgendes (s. Tafel III!):

In einem vergleichsweise schmalen, noch nicht 2 km breiten Bett durchströmte der Hauptterrassenrhein die

eigentliche Durchbruchstelle zwischen Andernach und Brohl. Dann erst traten seine Ufer weit auseinander und erreichten stellenweise eine Entfernung von über 6 km. Das linke Ufer biegt beim Alkerhof vom heutigen Engtal ab und ist in der Gegend der Ahrbucht 4 km vom jetzigen Ufer entfernt. Diese starke Ausdehnung nach Westen erklärt sich daraus, daß in dieser Richtung nur die Aufschüttungen früherer Zeiten aufzuarbeiten waren. Auf der rechten Seite dagegen bespülte der seitwärts annagende Fluß devonische Schiefer und Basalte; deshalb bleibt der Abstand seiner östlichen Uferlinie vom Engtal unter 2 km.

So liefen die Uferränder annähernd parallel zu einander bis in die Gegend des Siebengebirges. Erst die harten und hochaufragenden Gesteine dieses Gebirges vermochten den bis dahin in gleichmäßig nordwestlicher Richtung fließenden Strom abzudrängen. Sein linkes Ufer bog im Gemeindebusch bei Rolandseck scharf nach Westen um und lief dann am Fuß von Stumpeberg und Wachtberg vorbei, nördlich Merl noch einmal ältere Schotter bespülend, auf Lüftelberg zu.

Sein rechtes Ufer umging in großem Bogen Drachenfels, Petersberg und Dollendorfer Hardt, benagte den Basalt der Rabenley und wandte sich dann erst nach Osten, wo es mit dem der Sieg zusammenfloß.

Die so gezeichnete Uferlinie ist auf weite Strecken hin deutlich zu erkennen, überall da nämlich, wo das seitliche Aufhören der Schotter zusammenfällt mit dem plötzlichen Ansteigen des bis dahin ebenen Geländes. An einigen Stellen ist allerdings gerade diese Zone durch vulkanische Aschen (am Leilenkopf) oder Löß (auf den Hochflächen bei Linz und Remagen) verhüllt. (In der Zeichnung: gerissene Uferlinie.) Nur auf der Strecke von Remagen bis Rolandseck und andererseits von Honnef bis Obercassel sind mangels jeglicher Schotterreste die Ufer nicht unmittelbar zu bestimmen. In beiden Gebieten aber bezeichnen über das Niveau der Terrasse hinausragende Berge (Dungberg, Berschberg einerseits, Drachenfels, Pe-

tersberg, Dollendorfer Hardt, Rabenley andererseits) deutlich die Begrenzung des altdiluvialen Flusses.

Von diesem Ergebnis weichen die Auffassungen der älteren Forscher nicht unerheblich ab (z. B. v. Dechen, Heusler): sie sind meist schon im besonderen Teil berichtigt worden (vergl. S. 52, 55, 57, 59, 61, 62). Nur auf zwei Fragen muß hier noch eingegangen werden.

Die erste betrifft den Verlauf des linken Ufers abwärts der Ahrbucht. In diesem Gebiet hat falsche Deutung älterer Kiese zu irrigen Vorstellungen von der Art des ablagernden Gewässers geführt. v. Dechen, der sämtliche Geröllablagerungen auf den Hochflächen nördlich der Ahr für gleichaltrig hielt, vertrat in seinem Führer ins Siebengebirge (1861, S. 13) die Ansicht, daß diese Absätze „ihrer Lage nach nicht mehr der Wirkung eines Flusses, sondern eines Meeres angehöre", also als Küstenbildung zu betrachten seien. Dieser Auffassung schloß sich Laspeyres bei der Neubearbeitung des v. Dechenschen Buches nicht mehr an, äußerte vielmehr die Meinung (1900, S. 134), daß unterhalb der Ahr „ein großes Rheindelta beginne, das sich mit rasch zunehmender Breite nach N. vorgeschoben habe". Auf diesem Standpunkt steht auch noch Stürtz (1907, S. 79).

Erst Kaiser erkannte (1903, S. 208), „daß der Riegel, der sich zwischen Ahrtal und oberes Swistbachtal einschiebt, viel höher ist, als daß der Rhein bei einer derartigen Höhenlage, wie sie die Hauptterrasse aufweist, diese Richtung hätte benutzen können." Seine damalige Feststellung, daß „erst nördlich der Hohenburg bei Berkum das alte Rheintal dieser Hauptterrasse weit nach Westen umbiegt", haben die vorliegenden Untersuchungen vollauf bestätigt.

Was schließlich das rechte Ufer in der Gegend des Siebengebirges anlangt, so hat auch hier das Einbeziehen älterer Kiese in die Hauptterrasse Lorié (1908) veranlaßt, auf seiner Skizze die von Norden kommende Randlinie östlich der sieben Berge durchzuziehen. Nun

habe ich aber feststellen können, daß die Hauptterrassenschotter am Nordabfall des Siebengebirges die 160 m-Linie nicht überschreiten. Also müßte die von Lorié eingezeichnete Uferlinie in der Höhe dieser Linie nach Westen hin umbiegen. So findet sie sich auch schon richtig bei Kurtz (1913).

3. Höhenlage der Hauptterrasse.

Schon im voraufgehenden Abschnitt mußte zur Kennzeichnung der Verbreitung naturgemäß mehrfach auf Höhenlinien und Höchstpunkte Bezug genommen werden. Auch größere Höhenunterschiede auf engbegrenztem Gebiet (Rodderberg und Bonn) fanden bereits ihre Behandlung.

In der folgenden Tafel (Seite 70) sind nun die Höhenlagen der ausgedehnteren Schotterreste zusammengestellt.

Die Zahlen in Spalte 4 wurden auf folgende Weise gewonnen:

Senkrecht zur Verbindungslinie Andernach (Fähre) — Bonn (Brücke) wurden Querschnitte durch das Rheintal gelegt und die Höhenlage der Schotter in diesen Schnitten (oder ihrer näheren Umgebung) bestimmt. (Vergl. den „Idealen Querschnitt durch die Hauptterrasse“ auf Tafel II.) Die erste Zahl, also das tiefste Vorkommen, fand sich fast immer im Ausgehenden der Schottersohle nach dem Rheintal hin („Stirnkante“ nach der Definition bei Mordziol 1908, S. 354). Sie konnte vielfach in Aufschlüssen, die die Auflagerung auf devonischem oder tertiärem Sockel zeigten, genau bestimmt werden.

Die zweite Zahl wurde innerhalb des Gebirges, d. h. von Andernach bis Rodderberg-Siebengebirge, an der Grenze der Schotteroberfläche gegen das höhere Gehänge abgelesen; sie gibt also hier die Höhe der Ufer an. Weiter abwärts, wo die Ufer weit auseinander rücken (vergl. Tafel III), wurden die Schnitte nur durch die dem Engtal benachbarten Höhen geführt. Dort misst dann die zweite Zahl die höchste Erhebung dieser Hochflächen.

1 Ort	2 Blatt	3 Seite	4 Verbreitung	5 Aufschlüsse	6 Höchstpunkte
1. Alkerhof-Rheinberg	3214, 3213	l	215—228 m	220	—
2. Riedel zwischen Niederhammerstein und Rheinbrohl	3214	r	215—225 „	220	—
3. a) Rheineckerberg-Reutersley	3213	l	205—221 „	205	221
b) Nördlich „In der Kaltenbach“	3214	r	215—221 „	—	—
4. Frohnheller Berg-Augustahöhe	3213, 3157	l	195—217 „	195	216,5
5. a) Trotzenberg-Wingartsberg	3157	l	200—212 „	200, 205	207,0
b) Oberhalb Schloss Arenfels	„	r	205—215 „	—	—
6. a) Jägerhütte nö. Mönchsheide	„	l	195—210 „	200, 205	—
b) Homborn oberhalb Ariendorf	„	r	205—210 „	205	—
7. Hubertushof	„	r	198—207 „	198	—
8. a) Ziemet; Sinziger Kopf	„	l	190—203 „	195, 200	200,2
b) Giersberg	„	r	190—200 „	190—200, 200	—
9. Dattenberg	„	r	185—205 „	185—200	—
10. Waschberg bei Linz	„	r	180—200 „	180, 200, 210	—
11. a) Reisberg	„	l	180—193 „	180	192,2
b) Ockenfels	„	r	180— ? „	180, 185	—
12. a) Viktoriaberg	„	l	180— ? „	180	—
b) Erpeler Ley, Naksberg	„	r	180— ? „	190, 180—195	192
13. a) Orsberg-Bruchhausen	„ 3098	r	180—203 „	180, 190	—
b) Riedel hinter Apollinarisberg	„	l	180—200 „	185	—
14. Leidenberg-Marienberg	3098	r	175—198 „	175, 182, 190	197,3
15. Breite Heide	„	r	180—195 „	180	190,8
16. Zickelburg	„	r	180—195 „	—	—
17. Gemeindebusch bei Rolandseck	„	l	175—192 „	180, 190	—
[18. Rodderberg	„	l	160—180 „	160, 170	—]
19. Niederbachem-Gimmersdorf	„ 3097	l	170— ? „	170, 185	—
20. Fläche des Heiderhofes	3097	l	163—182 „	163, 170, 172	—
21. Venne	„	l	163—178 „	163	177,8
22. Dottendorfer Allee, Waldau	„	l	165—176 „	165, 170	175,5
23. Fläche der Casselsruh	3035	l	158—167 „	157, 160	166,2
24. Ennert-Holtorf	„ 3036	r	145—160 „	145, 150	159,1
25. Kreuzberg	„	l	140—157 „	140	156,5
26. Brüserberg südlich Duisdorf	„	l	140—155 „	140—145	154,5
27. Hardt-Berg sw. Duisdorf	„	l	145—156 „	145	155,7

In Spalte 5 sind die Höhen der größeren Aufschlüsse eingetragen und in Spalte 6 die auf den Meßtischblättern angegebenen Höchstpunkte der Terrassenoberfläche in der Nähe des Flusses.

Überblickt man die Zahlenfolge in Spalte 4, so erkennt man, daß sowohl Höchst- wie Tiefststand rheinabwärts durch das ganze Gebiet gleichmäßig abfallen. Nur das [eingeklammerte] Vorkommen am Rodderberg, das — wie im besonderen Teil gezeigt — infolge vulkanischer Tätigkeit verlagert ist, macht eine Ausnahme. Erst die vier letzten Querschnitte zeigen, untereinander übereinstimmend, niedrigere Werte als bei gleichmäßiger Neigung zu erwarten wäre und beweisen damit, wie oben bereits erwähnt, daß auch hier am Rande der Bucht die Hauptterrasse eine Verbiegung erfahren hat.

Mit Hilfe dieser Querschnittszahlen ist der schematische Längsschnitt auf Tafel III eingezeichnet worden. Die obere Gerade verbindet Punkte, an denen die Höchstgrenze der Schotteroberfläche im Gebirge am aufsteigenden Gehänge mit ziemlicher Sicherheit festgestellt werden konnte, die untere Gerade genau bestimmte Tiefstpunkte der Schottersohle. Die obere Linie gibt also ein Bild vom Abfall der Uferhöhe, die untere kommt dem tiefsten Grunde der Stromrinne vor dem Einsetzen der Kiesaufschüttung sehr nahe. Beide Geraden wurden abwärts Rodderberg-Siebengebirge geradlinig verlängert, obgleich hier infolge der mächtigen Breitenausdehnung des Schotterfeldes weder Höchst- noch Tiefstzahl erreicht werden.

Der Abstand der beiden Parallelen beträgt 25 m; da aber die obere für den Schotterrand, die untere für die Gegend des Stromstrichs gilt, so bleibt selbstverständlich die wirkliche Mächtigkeit immer unter 20 m. Aufschlüsse mit über 15 m Mächtigkeit sind über den Basalten in der Umgegend von Linz mehrfach zu beobachten.

Das Bett, welches sich der Strom der Hauptterrasse gegraben hatte, bevor er seine eigene Aufhöhung be-

gann, senkt sich demnach abwärts der Andernacher Pforte von über 200 m auf rund 160 m bei Bonn, bezw. 140 m unter Einbeziehung der tieferen Stufe am Rand der Bucht. Die Uferhöhe des Flusses im Zeitpunkt der höchsten Aufschüttung fällt ab von 230 m im S. auf 185 m auf der linken Seite (obere Stufe, nördlich Merl) bezw. 160 m auf der rechten Seite (untere Stufe, am Nordabfall des Siebengebirges). Die Höhe der Schotteroberfläche in der Nähe der Talmitte endlich nimmt ab von 220 m bis 167 m bezw. 157 m bei Bonn.

Da sich dieser Rhein nur rund 40 m in das Niveau der Oberterrasse eingetieft hat, so braucht sein ursprüngliches Gefälle nicht sonderlich stark gewesen zu sein. Es war jedenfalls gering im Vergleich zu dem des folgenden Zeitabschnitts; denn durchschnittlich 100 m hat sich der Fluß eingewaschen, bevor die Schotter der Hochterrasse abgelagert wurden. Die Hauptarbeit jenes Flußes bestand offenbar, wie aus der gewaltigen Breitenausdehnung seiner Schottermassen hervorgeht, in Seitenerosion.

Die aufbauende Tätigkeit des Stromes ist dagegen in dieser Zeit bedeutender gewesen, als zu irgend einer anderen Epoche. So mächtig hat er seine Kies- und Sandmassen aufgetürmt, daß sie mit ihrer Oberfläche die älteren Schotter wieder erreichten.

4. Zur Gesteinsführung der Hauptterrasse.

Die petrographische Zusammensetzung der Hauptterrasse ist so eingehend erforscht und so oft beschrieben worden, daß hier von einer nochmaligen Aufzählung aller vorkommenden Gesteinsarten abgesehen werden kann. Die ausführliche Darstellung, die noch vor wenigen Jahren Mordziol (1908, S. 386) von dem petrographischen Verhalten der Terrassen im Neuwieder Becken gegeben hat, ist auch für unser Gebiet noch zutreffend, nur daß die Eruptivgesteine der Laacherseegegend und des Siebengebirges hinzukommen (vergl. vor allem auch Stürtz, 1907, S. 1—12). Außer diesen finden sich sämtliche Ge-

steine, die im Bereich der Zuflüsse von Main, Nahe, Lahn und Mosel und im oberen und mittleren Rheintal selbst anstehen.

Strittig ist nur, ob auch die Alpen noch Stoff zu den Geröllmassen der Hauptterrasse geliefert haben.

Steuer (1906) glaubte mit Bestimmtheit in einigen der im Rheindiluvium außerordentlich häufigen Radiolarienhornsteine alpine, tithonische Radiolarite erkennen zu müssen. Nun wiesen Wilckens (1908) und Meyer (1909) darauf hin, daß durch die Lahn dem Rhein große Mengen radiolaritisch ausgebildete Kulmkieselschiefer zugeführt werden, so daß sich Wilckens zu dem Schlusse berechtigt glaubte, daß „der einheimische Ursprung der diluvialen Radiolaritgerölle in den Rheinterrassen, wenigstens zwischen Cöln und Coblenz, wahrscheinlich, ja gewiß sei." Auch Fenten suchte auf der Versammlung des Niederrhein. geol. Vereins zu Coblenz (1909 Bericht S. 1) nachzuweisen, daß „in den diluvialen Schottern des Rheintals alpines Radiolarit-Material nicht beobachtet werden könne". Demgegenüber blieb Steuer (1909, S. 30) bei seiner Auffassung, daß unter den Radiolariten der Hauptterrasse auch solche alpinen Ursprungs seien.

Da Steuer auch noch in unserem Arbeitsgebiet, am Dattenberg, solche jurassische Radiolarite beobachtet hatte, allerdings nur in Stücken die „etwas kleiner waren wie eine kleine Kirsche", auch „keineswegs häufig, so daß man oft stundenlang suchen muß, bis man ein Stück findet", so habe ich diesen Geschieben besondere Aufmerksamkeit zugewendet. Die gesammelten zahlreichen Abarten von Radiolariten weisen alle möglichen Farben auf: schwarze und braune herrschen vor, aber auch rote, rötliche, grünliche und zart violette Töne sind vertreten. Aber keines der Stücke konnte Herr Geheimrat Steinmann, ein gründlicher Kenner der Alpengesteine, mit Sicherheit als alpin bestimmen.

Anschließend sei hier die Beobachtung mitgeteilt, daß auch schon vordiluviale Kiesablagerungen Ra-

diolarite führen. So fand ich in den bei Mordziol (1908, S. 365) erwähnten Gruben der Vereinigten Tonbergbau-Gesellschaft Niederlahnstein zu Vallendar (ehemals Krämersche Kiesgrube, Hütwohlsche Grube und Grube Wilgeshohl), also in untermiocänen Schichten zwei vielkantige, hellgraugrüne Radiolarite von Bohnengröße; und in den altpliocänen Kieseloolithschottern sind sie stellenweise (z. B. am Scheidskopf und bei Duisdorf) sogar recht zahlreich.

5. Vergleich mit den Verhältnissen am Niederrhein und im Neuwieder Becken.

Die Einordnung der vorliegenden Ergebnisse in die früheren Beobachtungen über die Ausbreitung der Hauptterrasse stromabwärts und -aufwärts (Fliegel 1910 und Mordziol 1908 und 1913) ergibt zunächst, daß der gleichmäßige, sanfte Abfall, den wir für die Oberfläche der Ablagerung in unserem Gebiet feststellen konnten, auch noch im niederrheinischen Tiefland anhält. Während auf der Strecke Andernach-Bonn die Oberkante der Schotter auf rund 6 km durchschnittlich 10 m abfällt (vergl. den Längsschnitt Taf. III) senkt sie sich nach dem Längsprofil bei Fliegel, auf dem Weg Bonn-Cöln auf rund $6^1/_2$ km um 10 m und auf der Strecke Cöln-Düsseldorf auf etwa 7 km um das gleiche Stück; weiter abwärts wird dann allerdings das Gefälle noch erheblich schwächer.

Würde sich nun die Terrasse auch von Andernach aus rheinaufwärts gleichmässig fortsetzen und zwar nur mit dem Durchschnittsgefälle der Strecke Bonn-Andernach, also um 10 m steigend auf je 6 km, so müßte ihre Oberfläche bei Coblenz (Karthaus-Alkerhof = 24 km Luftlinie) noch wieder 40 m höher reichen als auf dem Riedel des Alkerhofes, also mindestens bis 265 m. Die höchsten Schotter liegen hier aber nach Mordziol (1908 u. 1913), bei 220 m. Sie bleiben also nicht nur 45 m unter der erwarteten Höhe, sondern liegen sogar, was besonders er-

staunlich, noch immer 5 m tiefer als 24 km weiter stromabwärts.

Diese auffallende Tatsache kann kaum anders erklärt werden, als daß im Gebiet des Neuwieder Beckens tektonische Vorgänge die Schotterfelder des Hauptterrassenrheins nachträglich verlagert haben.

In dieser Überzeugung werden wir bestärkt durch eine Betrachtung des Verlaufs der Unterkante der Aufschüttung, also der Höhe des Terrassensockels.

Querschnitte durch das Rheintal bei der Andernacher Pforte und bei dem Riedel zwischen Niederhammerstein und Rheinbrohl (s. Seite 52) lehren übereinstimmend und in nicht mißzuverstehender Weise, daß die gegen das Engtal sanft geneigten, bimssteinüberdeckten Flächen Teile des alten Talbodens sind. Auf dem Krahnenberg (s. S. 58) ruhen die Schotter dieses Terrassenrestes bei 210 m auf devonischem Schiefer. Auf der anderen Rheinseite (s. S. 49) streicht der schotterfreie Devonsockel bei 200 m aus. Da er hier vielleicht noch durch Abtrag etwas erniedrigt ist, so haben wir in der Zahl 200 einen zuverlässigen Wert für die tiefste Lage der Hauptterrassenschotter bei ihrer ersten Ablagerung. Tiefer dürften also also auch im Neuwieder Becken bei ungestörter Lagerung die Geschiebe des altdiluvialen Rheins nicht reichen. Tatsächlich trifft man sie aber noch oberhalb Coblenz in 180 m Höhe.

Damit scheint mir einwandfrei nachgewiesen zu sein, daß die Hauptterrasse in der Gegend des Neuwieder Beckens verbogen worden ist.

Bisher herrschten über diesen Punkt widersprechende Ansichten. Mordziol, dem zuerst auffiel, daß die Stirnkante der Hauptterrasse (also ihre Unterkante bei deren Austritt am Gehänge gegen den Rhein hin) „an vielen Stellen bis zu 20 m tiefer liegt als im Rheintal unterhalb Andernach", fand dafür die folgende Erklärung (1908, S. 402): „Es kann dieser Widerspruch nur ein scheinbarer sein, da sich die Oberfläche des Terrassensockels nach

der Talmitte hin senkt, was . . . . die Höhe der Stirnkante beeinflußt. Da bei der Enge des Rheintales unterhalb Andernach die Hauptterrasse bis dicht an das Gehänge wegerodiert wurde, liegt sie dort höher als in den mittleren Teilen des Beckens, wo die Stirnkante weit von dem Hinterrande der Terrasse entfernt ist."

Unabhängig hiervon behauptete um die gleiche Zeit (1909) Oestreich als erster, daß eine Verbiegung der Hauptterrasse stattgefunden haben müsse. Dabei ließ er die Frage offen, „ob hier eine flexurartige Aufwölbung Platz griff oder aber eine Bewegung längs einer Verwerfung stattfand." „Keins von beiden braucht der Fall zu sein" entschied Kranz 1912 auf Grund einer Zusammenstellung der bis dahin veröffentlichten Höhenangaben: „die Höhen der Schottern dort stimmen vielmehr sehr gut miteinander überein, wenn man ihre verschiedene Entfernung von der Stromachse berücksichtigt." Man kann ihm nur zustimmen, wenn er damals zusammenfassend urteilte: „Die bisherigen Beobachtungen berechtigen nicht zu Schlüssen über tektonische Verbiegungen auf dieser Strecke." Jetzt aber, wo feststeht, daß einerseits die Erosionsrinne des Hauptterrassenrheins kurz unterhalb der Andernacher Pforte auch an ihren tiefsten Stellen nicht unter 200 m herabreichte, bei Coblenz aber Schotter 20 m unter diesem Niveau liegen, und daß andererseits die höchsten Geschiebe bei Coblenz tiefer liegen als die höchsten Gerölle unterhalb Andernach, kann kaum noch Zweifel darüber bestehen, daß die von Oestreich auf Grund des damals vorliegenden, unzureichenden Zahlenmaterials schon vermutete Verbiegung tatsächlich vorliegt.

VI. Die Mittelterrassen.

1. Geschichtliches.

In den zur Hauptterrassenzeit geschaffenen Hochboden grub nun der Rhein die eigentliche Engtalschlucht

ein. Diese Tätigkeit war aber keine einheitlich anhaltende, sondern eine mehrfach unterbrochene: Zeiten tieferen Einschneidens wechselten mit Zeiten erneuter Auffüllung. Zeugen dieses Wechsels sind uns die von Laspeyres (1900) als Gehängediluvium bezeichneten Rheinschotter, die sich zwischen Hauptterrasse und Talboden einschalten.

Kaiser (1903 u. 1906) erkannte als erster, daß die Höhenlage der an den Hängen des Engtals lagernden Kiese auf der Strecke Bonn-Andernach deren Einordnung in Terrassen gestatte. Keine dieser von Kaiser als Mittelterrassen zusammengefaßten Talstufen läßt sich allerdings ähnlich wie die Hauptterrasse durch das ganze Arbeitsgebiet hindurch ununterbrochen verfolgen. Aber deutlich zeigen sich, besonders im Gebiet der Ahrbucht, drei verschiedene Aufschüttungsflächen: eine obere in 100—120 m Meereshöhe am Ostrande von Hönningen bis Kasbach, eine mittlere in einem Niveau von 90—100 m auf der linken Rheinseite an der Apollinariskirche bei Remagen beginnend, und eine dritte, tiefste, die sich auf weite Strecken verfolgen läßt, mit einer im Mittel bei 70 m liegenden, nach Norden hin allmählich abnehmenden Unterkante.

Eine Ergänzung fanden diese Beobachtungen Kaisers später durch Steinmann (1906) und Fenten (1908).

2. Obere Mittelterrasse oder Hochterrasse.

Von landschaftformender Wirkung ist diese Terrasse nur auf der von Kaiser angegebenen Strecke von Schloß Arenfels bei Hönningen bis zur Erpeler Ley. Da hier der nach Osten ausbiegende Strom alle jüngeren Ablagerungen wieder wegspülte, bildet der Devonsockel der Terrasse eine über 50 m hohe Steilwand dicht neben dem Fluß. Auf diesen devonischen Schichten ruht eine Kies- und Sanddecke von rund 10 m Mächtigkeit, die ihrerseits wieder von Löß überlagert wird. Verglichen mit den Ablagerungen der Hauptterrasse fällt die stark sandige Aus-

bildung auf. Aufschlüsse finden sich überall da, wo die aus dem Tal aufsteigenden Fahrwege die Terrasse kreuzen, ein besonders mächtiger am Nordhang des Ariendorfer Tals. Die Höhenlage der Schotterreste ist aus der unten folgenden Tafel ersichtlich.

Von der Erpeler Ley abwärts sind Kiese, die dieser Terrasse zuzurechnen wären, nicht mehr zu beobachten. Dagegen mögen einige Vorkuppen und Gehängeknicke in diesem Gebiet mit der Ausbildung der Talstaffel ursächlich zusammenhängen.

Auf der linken Rheinseite zeigen die von Steinmann (1906) beschriebenen Schotter am Rodderberg in 90—110 m Höhe die gleiche stark sandige, schüttige Ausbildungsform; sie gehören also offenbar derselben Aufschüttung an. Aus der Tatsache, daß diese Schotter von zwei altersverschiedenen Lösarten überlagert werden, schloß Steinmann auf zeitlichen Zusammenhang mit der am Oberrhein als Hochterrasse bezeichneten Ablagerung.

Weiter stromabwärts treten Geschiebe dieser Hochterrasse noch zu Tage am Hang des Kreuzbergs bei Bonn in 98 m Höhe (Fenten 1908) und auf einer Treppenstufe am Hang des Ennertberges gegen Küdinghoven.

Zum gleichen Horizont rechne ich noch zwei Vorkommen, die schon von Dechen erwähnt (1884, S. 743 u. 747): das eine findet sich auf einer kleinen, aber landschaftlich gut erkennbaren Bergnase zwischen Dorf und Ruine Hammerstein und das zweite auf dem „schmalen Rücken über dem Bahnhof Rolandseck, wo die glatt abgeschnittenen Köpfe der Unterdevonschichten und die darüber liegenden Geschiebe und der Löß in einem großen Abtrag entblößt sind.“

Dagegen kann ich mich der Auffassung von Dechens, auch die zwischen Ruine Hammerstein und dem hohen Bergabhang liegende Einsenkung sei ein altes Rheinbett, nicht anschließen, da weder hier, noch sonst in der Nähe in jenem Niveau Schotterreste anzutreffen sind. Dieser landschaftlich allerdings sich besonders deutlich

abzeichnende Rücken ist nichts anderes, als eine bei der Tiefenerosion des Flußes stehengebliebene Brücke zwischen den Felsen der Ruine, die eine Zeit lang als Insel herausragten, und den Uferbergen.

Höhenlage der Hochterrasse:

1. Südl. Hammerstein bei	rund 130	m
2. NW. Schloß Arenfels	115—130	„
3. Nördl. Ariendorf	110—125	„
4. Südl. Leubsdorf	115—125	„
5. Nördl. Leubsdorf	115—125	„
6. Bahnhof Rolandseck	rund 100	„
7. Rodderberg	90—100	„
8. Kreuzberg bei Bonn	98	„
9. Ennertberg bei Küdinghoven	90	„

Die Eintragung der vorstehenden Werte ergibt für die Oberfläche der Aufschüttung einen Längsschnitt von gleichmäßigem Gefälle (siehe Tafel III). Dieses Gefälle ist erheblich geringer als das der Hauptterrasse.

3. Mittlere Mittelterrasse oder Apollinaristerrasse.

Sie beginnt auf einer kleinen Kuppe sw. der Apollinariskirche bei Remagen (Hundsberg) und zieht sich dann eine kurze Strecke rheinabwärts. Auf ihrem schmalen Sockel stehen die Apollinariskirche selbst und eine Reihe sich eng ans Gehänge schmiegender Landhäuser. Kaiser (1903, S. 210) gibt ihre Höhe richtig zu 90—100 m an. Später (1906, S. N. V. S. 20) hat Kaiser die Selbständigkeit dieser Terrasse angezweifelt und sie in die Hochterrasse einbezogen, so daß auch Mordziol in seinem Bericht über „Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte usw.“ (1910, S. 325/6) und Fliegel (1909, S. 333) die beiden Stufen einander gleichsetzen. Kaiser gab freilich gleichzeitig zu, daß bei dieser Zusammenfassung in der Umgebung von Linz „das Terrassenniveau nicht völlig eine ebene

Unterfläche besitzt". Nun müßte nach meiner Festlegung der Hochterrasse (vergl. den Längsschnitt Taf. III) diese bei Remagen von 110—120 m reichen. Die Apollinaristerrasse liegt also rund 20 m zu tief. Deshalb neige ich mehr zu der Annahme, daß wir in ihr eine selbständige „Lokalterrasse" vor uns haben. Ihre örtliche Entstehung auf tektonische Vorgänge zurückzuführen, ist um so näher liegend, als das Gebiet der Ahrbucht auch aus anderen Gründen als geologisch unruhig erscheint. Vielleicht hängt auch der von Kaiser (1906, Z. D. G. G. Ber. S. 280) zuerst beobachtete „scharfe Knick des Gehänges" zwischen Niederbreisig und Remagen-Sinzig in etwa 90 m Höhe mit diesen Vorgängen zusammen.

4. Tiefste Mittelterrasse oder Mittelterrasse.

Diese Terrasse, deren Oberfläche sich nur wenig über das Niveau der Niederterrasse erhebt, ist gekennzeichnet durch eine besonders mächtige Überdeckung mit Löß, der zum Teil ursprünglich gelagert, zum Teil verschwemmt ist. Da, wo diese Terrasse einigermaßen breit entwickelt ist, haben die vom Gehänge abfließenden Wasser in ziemlich gleichmäßigen Abständen Furchen eingewaschen, so daß die Oberfläche gewellt erscheint. So erklärt sich die merkwürdige Übereinstimmung in der Geländeform am Rodderberg und am Schwalbenberg bei Remagen.

Die Terrasse setzt auf der linken Rheinseite südlich Sinzig etwa in Höhe der Apollinarisflaschen-Fabrik (Helenenberg) ein[1]) und krümmt sich dann zum Ahrtal hin. Ihr verdankt Sinzig seine eigenartige malerische Lage; Kirche und Amtsgericht liegen auf dem letzten Ausläufer der Terrasse, die hier die Niederterrasse noch um rund 15 m überragt. Auf der linken Ahrseite beginnt sie wieder am Schwalbenberge (östlich Reisberg) und keilt erst bei

1) Noch weiter südlich ist bei Niederbreisig wahrscheinlich ein Rest dieser Terrasse auf der r. Seite des Frankenbaches unter Löß versteckt.

Remagen aus. Dann bildet sie eine schmale Terrasse abwärts der Erpeler Ley. Erst hinter Unkel gewinnt sie wieder größere Bedeutung; sie wölbt sich im Bogen von Scheuren [1]) bis unterhalb Honnef.

Linksrheinisch tritt sie nun von Rolandswerth bis Mehlem am Fuß des Rodderbergs auf und läßt sich dann weiter bis Godesberg verfolgen; Lannesdorf und Muffendorf liegen auf ihr. Rechtsrheinisch zieht sie sich im Bogen von Römlinghoven bis jenseits des Finkenberges bei Beuel (vergl. Kaiser 1897, S. 158; 1903). Bei Bonn endlich beginnt sie wieder auf der linken Rheinseite und entwickelt sich nun zu bedeutender Breite.

Aufschlüsse in ihr finden sich südlich Sinzig bei km 53,4, am Schwalbenberg (von Fenten [1908] eingehend beschrieben) am Rodderberg (mehrfach erwähnt bei Thomae [1835], Pohlig [1887] [2]) und Steinmann [1906]), südlich Selhof bei Honnef.

Die festgestellten Höhenzahlen sind die folgenden:

1. Südl. Sinzig . . . 75—85 m
2. Erpel . . . . rund 70 „
3. Am Schwalbenberg 65—75 „
4. Selhof . . . . . 75—83 „
5. Rodderberg . . . 65—70 „
6. Bonn . . . . . . 65—72 „

5. Das Kaisersche Gesetz von der Konvergenz der Terrassen.

Vergleicht man die schematisch gehaltenen Längsschnitte von Hoch- und Mittelterrasse mit denen von Haupt- und Niederterrasse, so zeigt sich, daß das Gefälle einer jeden Terrasse stärker ist als das der nächst jüngeren,

---

1) Auf der Generalstabskarte sind die Namen Unkel und Scheuren vertauscht.

2) S. 811 sind in der Erläuterung der Profilskizze die Buchstaben a und c (Terrassenkies und Löß) verwechselt.

aber schwächer als das der voraufgehenden. Es bestätigt sich also durchaus das zuerst von Kaiser (1903, S. 212) ausgesprochene Gesetz der Konvergenz der Terrassen: „Je älter die Schotter sind, um so größer ist das Gefälle, dem sie die Ablagerung verdanken.“ Dies Ergebnis ist in Übereinstimmung mit den Feststellungen Fliegels am Niederrhein, wonach die dort noch zu beobachtenden Terrassen weiter konvergieren und schließlich teilweise zur Kreuzung kommen (vergl. d. Längsschnitt bei Fliegel [1910]).

Zu einem hiervon abweichenden Ergebnis war Fenten (1908, S. 180) gelangt; nach ihm hatte der Fluß der Hochterrasse das stärkste Gefälle. Dieser Widerspruch erklärt sich aber, wie Mordziol (1910, S. 86) schon feststellte, dadurch, daß Fenten die tiefere Stufe der oberhalb Coblenz zweistufig entwickelten Hauptterrasse als Fortsetzung der Hochterrasse unseres Gebiets auffaßte.

Dagegen scheinen die beiden höchsten Terrassen, die ältestdiluviale Oberterrasse und die altpliocäne Oolithterrasse, im Gebiet zwischen Andernach und Bonn das Kaisersche Gesetz nicht zu befolgen. Nach Fenten (1908, S. 181) besaß allerdings die pliocäne Terrasse die „weitaus größte Talneigung“; Mordziol macht aber (1910, S. 86) demgegenüber geltend, daß die Niveauunterschiede des Pliocäns auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden müßten, also zu Gefällsberechnungen nicht zu verwerten seien. Ob auch in unserem Gebiet solche Störungen der ursprünglichen Lage vorausgesetzt werden müssen, ist an Hand der heutigen Verhältnisse nicht bestimmt zu entscheiden (vergl. S. 19). Nimmt man an, daß die in Betracht kommenden Gebirgsteile ihre Lage zu einander nicht verschoben haben, so ergibt sich, daß das Gefälle der Urrheinschotter geringer, das des Oberterrassenrheins etwa das gleiche wie das des Hauptterrassenstroms ist.

Das Kaisersche Gesetz gilt also nur für die Hauptterrasse und sämtliche jüngeren Talstufen.

Die Hauptterrasse bezeichnet somit einen gewissen Einschnitt in der Ausbildung des Rheintals. Damit deckt sich die eigentümliche Stellung dieser Terrasse im Süden der Niederrheinischen Bucht. Während nämlich Ältester Diluvialschotter und Kieseloolithstufe das Liegende der Hauptterrasse bilden, beginnt von da an das immer tiefere Einnagen des Flusses. Das Untertauchen des Pliocäns unter die gleichmäßig abfallende Hauptterrasse hat man schon immer auf das in jungtertiärer Zeit anhaltende Absinken der niederrheinischen Scholle zurückgeführt[1]). Da nun die Oberterrasse sicher kein stärkeres Gefälle hat als die Hauptterrasse, der ihr wahrscheinlich gleichaltrige Älteste Diluvialschotter des Niederrheins aber schon bei Brühl die Hauptterrasse in mehreren Metern unterlagert, so muß auch im ältesten Diluvium die Gebirgsbewegung am Niederrhein noch nachgeklungen haben. Erst nach dem Altdiluvium ist sie, wie die Zweistufigkeit der Hauptterrasse am Rande der Bucht beweist, völlig ausgetönt. Von dieser Zeit an hat sich dann die niederrheinische Scholle mit dem übrigen Schiefergebirge als Ganzes gegen Norden immer stärker gehoben und so das Eintiefen des Tales auf der ganzen Strecke veranlaßt.

Nach dieser Auffassung ist also die an der Grenze unseres Arbeitsgebietes auftretende Terrassenkreuzung zwischen Oberterrasse und Hauptterrasse auf tektonische Ursachen zurückzuführen.

6. Vergleich mit den Verhältnissen am Niederrhein und im Neuwieder Becken.

Von den drei im Arbeitsgebiet festgestellten Mittelterrassen läßt sich nach Fliegel (1910) nur die tiefste Stufe mit Sicherheit in der Niederrheinischen Bucht weiter verfolgen; sie wird deshalb dort kurzweg als Mittelterrasse bezeichnet. Es dürfte sich daher empfehlen, um

---

1) Vergl. z. B. Kaiser (1907, S. 72) und Fliegel (1907, S. 112 und 1910 S. 147).

diesen Zusammenhang auch im Namen deutlich hervortreten zu lassen, auch am Mittelrhein diese Bezeichnung auf die tiefste Mittelterrasse zu beschränken. Ihr Gefälle wird rheinabwärts allmählich schwächer; während sie auf der Strecke Andernach-Bonn auf je 18 km 10 m fällt, braucht sie auf dem Weg Bonn-Düsseldorf für dieselben 10 m je 25 km. Daraus erklärt es sich, daß die Kreuzung der Terrassen viel weiter stromabwärts liegt, als nach unseren Längsschnitten zu erwarten wäre. Ein Vergleich des vorliegenden Längsschnitts mit dem bei Fliegel ist hier sehr lehrreich.

Im Neuwieder Becken andererseits sind nach Mordziol (1908, 1913) sogar vier Mittelterrassen zu beobachten. Da, wie im nächsten Abschnitt gezeigt werden soll, die unterste Stufe in 70 m Höhe als Fortsetzung unserer Niederterrasse aufgefaßt werden muß, so bleiben als Äquivalente unserer Mittelterrassen die drei Stufen in Höhen von 95—100 m, 120 m und 140 m. Nun zeigt unser Längsschnitt, daß die Oberfläche der Hochterrasse bei gleichmäßiger Steigung am Ausgang des Neuwieder Beckens (Rand der Tafel III) bei rund 150 m liegen müßte. Danach könnte die Mordziolsche Terrasse mit der mittleren Höhe von 140 m sehr wohl die Fortsetzung der Hochterrasse sein. Mit dieser Auffassung im Einklang ist, daß Mordziol die Mächtigkeit dieser Terrasse zu 9 m angibt.

Ebenso ungezwungen läßt sich Mordziols dritte Mittelterrasse in 95—100 m Höhe als Äquivalent der tiefsten Mittelterrasse unseres Gebiets und der Mittelterrasse des Niederrheins deuten. Ihre Oberfläche würde bei geradliniger Verlängerung des Längsschnitts bei 95 m endigen.

Die zweite Mittelterrasse des Neuwieder Beckens schließlich würde sich der Höhenlage nach mit der Apollinaristerrasse gleichsetzen lassen. Damit wäre dann allerdings die Annahme verknüpft, daß jener doch mehr als örtliche Bedeutung zukommt, oder aber, daß ähnliche

Ursachen, wie in der Ahrbucht auch im Neuwieder Becken um die gleiche Zeit zur Ausbildung von Lokalterrassen geführt haben.

VII. Niederterrasse und Inselterrasse.

1. Zweistufigkeit der Niederterrasse am Niederrhein.

Die jüngste Aufschüttung des diluvialen Rheins, deren Oberfläche die im Arbeitsgebiet stellenweise weit ausgedehnte Talebene bildet, hatte Kaiser in seinen grundlegenden Arbeiten als Niederterrasse bezeichnet; sie galt bis vor kurzem als nicht weiter gegliedert.

Erst 1910 machte Fliegel (Geologie usw., S. 140) darauf aufmerksam, daß sich in ihr im Bereich von Blatt Wahn eine tiefere, aber noch außerhalb des Überschwemmungsgebiets liegende Stufe beobachten lasse. Das gleiche stellte Zimmermann II (1911) in seinem Bericht über die Kartierung des Lehrfeldes für die landwirtschaftliche Hochschule in Bonn-Poppelsdorf für die rechte Rheinseite bei Bonn fest. Später (1912) erweiterte Fliegel seine Beobachtungen dahin, daß die beiden Stufen in dem ganzen Gebiet zwischen Sieg und Wupper, also über einer Strecke von 35 km zur Ausbildung gelangt seien. Die tiefere Talstufe als selbständige Aufschüttungsterrasse zu betrachten, liege kein Grund vor; vielmehr mache sie den Eindruck, als ob sie aus der höheren durch Erosion entstanden sei. Der Höhenunterschied beider Stufen betrage im allgemeinen 4—5 m.

Fliegel erklärte es auch schon für wahrscheinlich, daß es sich bei dieser hier zuerst beobachteten Zweistufigkeit der Niederterrasse um mehr als eine örtliche Erscheinung handele.

2. Zweistufigkeit im Arbeitsgebiet.

Meine Untersuchungen haben nun ergeben, daß sich in der Tat beide Stufen der Niederterrasse von

Bonn bis Rheinbrohl nebeneinander verfolgen lassen.

Bonn selbst liegt auf der höheren Stufe, also auf der eigentlichen Niederterrasse, deren Oberfläche allerdings gerade hier durch alte Stromrinnen ihre ursprüngliche Ebenheit eingebüßt hat (vergl. v. Dechen, 1865, S. 5 und Kaiser, 1903, S. 211). Zahlreiche, vorzügliche Aufschlüsse nördlich und südlich der Stadt zeigen die typische Ausbildung dieser Flußablagerung: 1—2 m Lehm (und zwar Überschwemmungslehm, niemals Lößlehm; früher vielfach in Ziegeleien verwertet) und dann stark sandiger Kies, der stellenweise rein sandig ausgebildet ist, von über 10 m Mächtigkeit. Der anstehende Untergrund ist nirgends erreicht. Der tieferen Ausschachtung ist aber eine Grenze gesetzt durch das Grundwasser, das bei Hochstand des Rheinspiegels in den tiefsten Gruben zu beobachten ist.

In der Gegend der Coblenzer Straße reicht diese Stufe bis dicht an den Rhein und bildet hier das reizvolle Hochufer, das vom Schiff aus so vorzüglich zu beobachten ist. Steht man auf dem „alten Zoll“, einem künstlich erhöhten Ausläufer dieser Terrasse, so erkennt man deutlich, daß auf der gegenüberliegenden Seite Beuel auf einer tieferen Talstufe liegt, eben jener von Fliegel und Zimmermann festgestellten Unterstufe der Niederterrasse. Südlich von Bonn zieht sich die Stirnkante der eigentlichen Niederterrasse allmählich vom Rhein zurück, und vor ihr breitet sich mit einem merklichen Absatz von über 5 m die untere Stufe aus. Auf dieser stehen z. B. die Stadthalle und die Bismarcksäule (Blatt Bonn). Weiter aufwärts entwickeln sich beide Stufen zu größerer Breite bis nördlich Godesberg. Hier tritt die Unterstufe auf die rechte Rheinseite (Niederdollendorf, Blatt Königswinter), so daß links wieder der Steilrand der oberen Stufe an den Fluß herantritt (Hohes Ufer bei Rüngsdorf). Rechtsrheinisch endet die tiefere Staffel am Fuße des Drachenfels, links säumt sie in gleichbleibender Breite die spitz zulaufende Oberstufe und endet mit ihr am Fuße des

Rodderberges. Die beiden Inseln Nonnenwerth und Grafenwerth sind in ihren höheren hochwasserfreien Teilen Reste der unteren Stufe. Oberhalb Honnef ist dann wieder die eigentliche Niederterrasse zu beobachten, allerdings mehrfach durchschnitten von späteren Rheinarmen. Besonders klar prägt sich eine alte Rheinrinne aus, die (Blatt Linz) bei Erpel beginnend sich hinter Unkel herzieht und kurz unterhalb Unkel in das heutige Rheinbett mündet. Seitenerosion dieses früheren Rheinarmes hat die Steilwand östlich von Unkel geschaffen, an der die devonischen Schichten so prächtig hervortreten.

Von Remagen bis Niederbreisig ist dann die Hauptstufe der Niederterrasse besonders breit ausgebildet (rechts fehlen beide Staffeln, da der Rhein durch die Stoßwirkung der Ahr beim Eintiefen in die Niederterrasse stark nach Osten gedrängt wurde; vergl. Philippson 1903, S. 198). Auch hier säumt die untere Stufe die eigentliche Terrasse gegen Rhein und Ahr hin ein. Etwa gegenüber Ariendorf keilt sie links aus und erscheint dann als schmales Band auf der rechten Seite vor der Niederterrasse von Hönningen und begleitet diese nun bis Rheinbrohl, wo beide endigen.

Hierauf folgt eine kurze Strecke, auf der abwechselnd rechts und links die Felsen mehrfach dicht an den Strom herantreten. Dazwischen schieben sich nur unbedeutende Terrassenreste ein, so daß sich keine der beiden Stufen ununterbrochen bis in die Talweitung von Namedy und Leutesdorf verfolgen läßt. Da nun hier die Niederterrasse nur einstufig entwickelt ist, so entsteht die Frage, welche der beiden Stufen man vor sich hat. Beim gänzlichen Mangel anderer Unterscheidungsmittel bleibt als einziges Erkennungsmerkmal die Höhenlage.

Zur Durchführung dieser Untersuchung wurde der Längsschnitt der Niederterrasse gezeichnet. Bei dieser Auftragung wurden nur solche Punkte der Terrassenoberfläche verwertet, die sicher ihre ursprüngliche Höhe beibehalten hatten, also weder durch seitliche Abschwem-

mung vom Gehänge oder Zuflüsse erhöht, noch durch nachträgliche Abtragung wieder erniedrigt worden sind[1]. So ergab sich, daß im Gebiet Andernach-Bonn die Oberfläche der eigentlichen Niederterrasse durchschnittlich 15 m über dem heutigen Rhein (bei Mittelwasser)[2] liegt. Dieses Ergebnis stimmt übrigens vorzüglich zu den entsprechenden Feststellungen Fliegels für das Niederrheinische Tiefland (vergl. die Längsschnitte in dieser Arbeit und bei Fliegel, 1910).

Nach diesem Längsschnitt müßte die Oberfläche der unveränderten Niederterrasse bei Namedy in etwa 69 m liegen; sie bleibt aber rund 7 m tiefer. Somit wäre also auf der Strecke Andernach-Rheinbrohl lediglich die Unterstufe der Niederterrasse entwickelt.

3. Vergleich mit den Verhältnissen im Neuwieder Becken.

Damit wäre die Zweistufigkeit der Niederterrasse von der Wupper bis zum Neuwieder Becken festgestellt, und es erhebt sich naturgemäss die Frage,

1) Vor allem die Trigonom. Punkte:
Sdl. Bahnhof Bonn-Trajekt 62,1 m.
Ndl. Kripp gegenüber Linz 64,8 m.
Ndl. Apollinaris-Flaschen-Fabrik b. Sinzig 66,3 m.

2) Höhe des Mittelwassers.

Ort	1851—1886 *)	1896–1910 **)
Andernach (am Krahnen) . . .	54,48	54,28
Niederhammerstein	53,14	53,03
obh. Brohl	52,97	52,66
uh. Ariendorf	51,56	—
obh. Remagen	50,60	—
obh. Rolandseck	49,84	49,49
obh. Königswinter	47,92	47,87
obh. Niederdollendorf	47,49	47,60
obh. Bonn	46,69	46,50

*) Nach Honsell: Der Rheinstrom usw. 1889.

**) Diese Zahlen verdanke ich einer freundlichen Mitteilung von Kgl. Baurat Stuhl-Coblenz (Kgl. Wasserbauamt I).

ob die gleiche Erscheinung sich auch noch weiter rheinaufwärts verfolgen lasse.

Versucht man diese Frage für das Neuwieder Becken zu beantworten, so entsteht eine gewisse Unsicherheit, weil in diesem Gebiete eine 3—5 m hohe Bimssteindecke die Rheinaufschüttungen überlagert und also deren ursprüngliche Oberfläche nicht unerheblich erhöht hat. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache fand Mordziol (1908 und 1913) die Oberfläche der tiefsten Schotterterrasse etwa 6—11 m und diejenige der nächst höheren 16—25 m über dem Mittelwasser des Rheins. Da die höhere dieser beiden Talstufen, die „70 m-Terrasse", in einigen Aufschlüssen (1908, S. 394) 1—2 m Lößüberdeckung zeigte, die Niederterrasse aber als lößfrei gilt, so hielt Mordziol sie für die unterste Mittelterrasse; er wurde in dieser Auffassung wohl noch bestärkt durch den Umstand, daß die tiefere Stufe, die dann also Niederterrasse sein mußte, in weiter Ausdehnung den Talgrund bildet, so z. B. die breite bimssteinbedeckte Ebene zwischen Koblenz und Urmitz in 70 m Höhe.

Nun haben meine Untersuchungen gezeigt, daß im Gebiet Bonn-Andernach die eigentliche Niederterrasse bis durchschnittlich 15 m und ihre tiefere Stufe bis etwa 9 m über den mittleren Stromspiegel reichen. (Siehe den Längsschnitt Taf. III.) Vergleicht man hiermit die oben angeführten Ergebnisse der Mordziolschen Arbeit, so stellt sich unter Berücksichtigung des Aufsteigens der Terrassen rheinaufwärts eine derart überraschende Übereinstimmung in den Höhenangaben heraus, daß man versucht ist, anzunehmen, die unterste Mittelterrasse (70 m-Terrasse) des Neuwieder Beckens sei die Fortsetzung unserer eigentlichen Niederterrasse und die Niederterrasse des Neuwieder Beckens die Fortsetzung unserer „tieferen Stufe".

Gegen eine solche Auffassung spricht allerdings die oben erwähnte Überdeckung mit Löß. Da dieser aber andererseits nach Mordziol „an vielen Stellen auch fehlt",

so ist jener beobachtete vielleicht erst nachträglich durch Abschwemmung vom Gehänge auf die Schotter gelangt. Solcher verschwemmter Löss sieht ja manchmal primär gelagertem täuschend ähnlich. Es sei nur an das Beispiel von Wittenheim bei Mülhausen i. E. erinnert. Dort glaubte Förster (1899) mit Bestimmtheit jüngeren Löss von 1,80 m Mächtigkeit auf der Niederterrase beobachtet zu haben. Bei Nachprüfung dieses Vorkommens war Gutzwiller (1902) erstaunt, „ein Gebilde zu sehen, daß äußerlich so lößähnlich erschien: feinsandig, porös, homogen, ungeschichtet, ohne deutliche Sandeinlagerung, ohne sichtbare gröbere Geschiebe, reich an gewöhnlichen Lößschnecken, ohne Süßwasserconchylien, mit kleinen Lößkonkretionen und vielen Wurzelröhrchen". Erst die eingehende mikroskopische und chemische Untersuchung ergab, daß diese Ablagerung sich wesentlich von benachbartem, zweifellos primärem Löß unterschied. So kam Gutzwiller zu der Überzeugung daß der „Sandlöß von Wittenheim" ein zum guten Teil aus umgelagertem Löß bestehender Schlammabsatz aus trüben Wassern sei.

Vielleicht handelt es sich bei den von Mordziol beschriebenen Profilen um ähnlich entstandene Ablagerungen. Die vergleichsweise geringe Mächtigkeit der Lößdecke (1—2 m) legt diese Vermutung jedenfalls nahe.

Erheblich zugunsten unserer Auffassung der Terrassengliederung im Neuwieder Becken sprechen die Höhenverhältnisse der Rheininseln auf der Strecke von oberhalb Coblenz bis unterhalb Bonn. In der nebenstehenden Tafel sind die Höhen der 12 Inseln dieses Gebiets und zum Vergleich der Stand des Rheins bei Mittelwasser bei oder zwischen den Inseln übersichtlich zusammengestellt.

Der stetige, langsame, der Neigung des Rheinspiegels fast parallele Abfall der Inselhöhen zeigt m. E. mit nicht mißzuverstehender Klarheit, daß sämtliche Inseln Erosionsrelikte des gleichen geologischen Horizontes sind. Nun sind aber nach Mordziol (1913 S. 17)

Gebiet	Insel	Höhe in m üb.N.N.	Rhein	
Neuwieder Becken			63	Niederlahnstein
	1. Oberwerth b. Coblenz . . .	67		
			62	Moselmündung
	2. Niederwerth b. Vallendar . .	68		
			60	Vallendar
	3. Graswerth b. Vallendar. . .	64		
	4. Urmitzer Werth	62	56	Urmitzer Werth[1])
	5. Weißenthurmer Werth . .	60		
Andernach-Bonn			55	Andernach
	6. Krummenwerth b. Namedy .	59		
	7. Hammersteiner Werth. . .	57	53	Hammerst. Werth[1])
	8. Grafenwerth b. Honnef . .	55		
	9. Nonnenwerth b. Rolandseck .	55	49	Nonnenwerth[1])
Unterh. Bonn			47	Bonn
	10. Kemperwerth a. d. Siegmünd.	51		
	11. Herseler Werth	49		
	12. Rheidter Werth	49		
			43	Rheidt

die fünf Inseln des Neuwieder Beckens Reste der Niederterrasse, während die sieben Inseln von Andernach abwärts unzweifelhaft Überbleibsel der tieferen Stufe sind. Faßt man dagegen die tiefste Mittelterrasse Mordziols als eigentliche Niederterrasse auf, so gehören in der Tat sämtliche Inseln zur Unterstufe der Niederterrasse. Sucht man für diese Stufe eine selbständige, kennzeichnende Benennung, so empfiehlt es sich also, sie als Inselterrasse zu bezeichnen.

Erkennt man die Richtigkeit dieser Umwertung der Rheinterrassen im Neuwieder Becken als richtig an, so

---

1) Nach freundl. Mitteilung von Baurat Stuhl-Coblenz.

wäre damit also gezeigt, daß von der Lahn bis zur Wupper von der eigentlichen rheinischen Niederterrasse eine tiefere Stufe, die Inselterrasse, abzutrennen ist.

Nachtrag: Vergleich mit den Terrassen von Lahn und Mosel. Die hier vorgenommene Umdeutung der jüngsten Terrassen im Neuwieder Becken findet ihre Bestätigung in den Ergebnissen zweier Arbeiten über Lahnterrassen, die, aus den letzten Jahren stammend, erst nach Abschluß der vorliegenden Arbeit zu meiner Kenntnis gelangt sind.

W. Lauterbach hat „Das Diluvium zwischen Weilburg und Coblenz" (Diss. Giessen 1914) untersucht und dabei gefunden, dass die Höhe der lößfreien Niederterrasse in jenem Gebiet zwischen 10 und 15 m über dem heutigen Lahnspiegel liegt. Sie endigt bei Niederlahnstein in 75 m und „entspricht also der 4. Mittelterrasse Mordziols".

J. Ahlburg („Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn" J. Pr. L. 1915 S. 351) stellte andererseits fest, daß „die sogen. Niederterrasse zwischen Marburg und Weilburg mit ihrer Unterkante 3—6 m über dem sog. Alluvium liegt. Sie ist also vom heutigen Talboden durch eine Tiefenerosion (mindestens 20 m) und eine nachfolgende mächtige Aufschüttung (etwa 15 m) getrennt". Deshalb kann sie nicht mit der Niederterrasse im Neuwieder Becken gleichen Ursprungs sein, denn hier liegt zwischen Niederterrasse und Alluvium lediglich die Bildung der 3—8 m tiefen heutigen Erosionsrinne des Rheins. „Daraus ist ohne weiteres ersichtlich daß die sog. Niederterrasse der oberen Lahn nur der untersten Mittelterrasse am Rhein entsprechen kann".

Da nun diese unterste, vierte Mittelterrasse des Neuwieder Beckens nach meiner Auffassung tatsächlich nichts anderes ist als die eigentliche rheinische Niederterrasse, so ergibt sich eine erfreuliche Übereinstimmung in der stratigraphischen Gliederung von Haupt- und Nebental.

Eine ähnliche Übereinstimmung erzielt man, wie anschließend erwähnt sei, für die Mosel durch Umwertung der untersten Talstufen. Die hier bisher als Niederterrasse geltende Ablagerung liegt nur 5 m über dem Mittelwasser und war früher, wie Wandhoff (1914) nachweist, nicht hochwasserfrei. Sie hebt sich auch nicht mit scharfer Grenze gegen die alluvialen Bildungen ab. Die nächst höhere, als 5. Mittelterrasse bezeichnete Stufe dagegen liegt im Mittel etwa 15 m über dem Mittelwasser der Mosel, also wieder gerade so hoch wie die Niederterrasse des Rheins auf der Strecke Bonn-Niederbreisig und die der Lahn auf der Strecke Marburg-Niederlahnstein. Sie als Niederterrasse der Mosel anzusehen, war schon Wandhoff versucht, vor allem auch deshalb, weil diese Terrasse in seinem Arbeitsgebiet lößfrei ist. Er hielt diese Auffassung aber nicht für angängig, da „diese tiefste Mittelterrasse in der Coblenzer Gegend eine Lößdecke trägt". Es bliebe also zu prüfen, ob dieser Löß nicht etwa auch Lößschlamm ist. (Vergl. oben S. 90.)

4. Zweistufigkeit am Oberrhein.

Anschließend sei daran erinnert, daß vor wenigen Jahren (1909) Hug auch in der Rhein-Niederterrasse des Alpenvorlands, also in der unserer nieder- und mittelrheinischen Niederterrasse gleichaltrigen Bildung, Zweistufigkeit nachgewiesen hat, und zwar auf der Strecke Schaffhausen-Basel. Dort reicht die Oberfläche der Aufschüttung bis 30 m über das Mittelwasser des Flusses. Hug stellte nun fest, daß sich 13 m unter dieser Höhe eine zweite Terrasse dahinzieht. Auf Grund dieses Befundes hatte Hug schon angenommen, daß die letzte Eiszeit im Rheintal in zwei getrennte Phasen zerfalle, und daraus die Folgerung gezogen, daß sich die zwischen beiden Phasen liegende Periode als Erosionszeit durch das ganze Rheintal geltend gemacht haben müsse. Diese Voraussage hat sich also nun in weitgehendem Maße als richtig erwiesen.

5. Die Entstehungsart der Inselterrasse.

Im Gegensatz zu Fliegel, der wie oben erwähnt, die Unterstufe der Niederterrasse am Niederhein für eine Erosionsstufe innerhalb der eigentlichen Niederterrasse erklärt, faßt Hug die tiefere Staffel im Alpenvorland als selbständige Aufschüttung auf. „Statt einer Akkumulationszeit können wir deren zwei feststellen und zwischen beiden muß eine Periode allgemeiner Tiefenerosion eingeschaltet werden". Gutzwiller (1912) hat später die Beobachtungen Hugs im allgemeinen bestätigt. Unterhalb Basel ist allerdings nach ihm die Zweiteilung der Niederterrasse weniger deutlich, so daß er es unentschieden ließ, ob hier ausschließlich Erosion oder zweimalige Aufschüttung im Spiele sei.

Für die Beantwortung der Frage, auf welche von beiden Arten unsere Inselterrasse entstanden ist, liegen innerhalb des Arbeitsgebiets bisher keinerlei Anhaltspunkte vor. Dagegen ist im Neuwieder Becken an mehreren Stellen von Mordziols 70 m-Terrasse, die wir jetzt als Niederterrasse betrachten, der devonische Sockel über dem Niveau der nächstjüngeren Stufe aufgeschlossen. Er bildet z. B. nach Mordziol (1913 S. 38) mit den darauf lagernden Schottern „den etwa 16 (!) m hohen Steilhang am linken Moselufer" zwischen Metternich und Lützel, das Hochufer bei Horchheim und den Steilhang zwischen Irlich und Fahr.

Die „Unterstufe der Niederterrasse" ist also keine Erosionsstufe innerhalb der Niederterrasse, sondern eine selbständige Aufschüttung. Auch aus diesem Grund verdient sie eine selbständige Bezeichnung.

Nachtrag: Auch diese Folgerung findet in den Ergebnissen der eben genannten Arbeit Ahlburgs ihre Bestätigung. Die Verhältnisse an der Lahn lassen nämlich, wie oben schon angeführt, gar keinen Zweifel darüber, daß nach Bildung der Niederterrasse eine Tiefenerosion

von rund 20 m stattgefunden hat und dann erst eine Neuaufschütterung von rund 15 m. Dieser Wiederaufhöhung des Flußbetts verdankt also die Inselterrasse ihr Dasein.

6. Anteil der jungdiluvialen Terrassen am Talboden.

Die oben gegebene Darstellung der Verbreitung von Nieder- und Inselterrasse auf der Strecke Andernach-Bonn hat gezeigt, daß der ebene Talboden in diesem Gebiet zum weitaus größten Teil von der Niederterrasse eingenommen wird. Dieser Umstand hat wohl mit dazu beigetragen, Mordziol (1908, 1913) bei seiner Übertragung der Kaiserschen Terrassengliederung auf das Neuwieder Becken zu bestimmen, die Schotter, deren Oberfläche in 6—11 m über dem mittleren Stromspiegel liegen, als Niederterrasse anzusehen. Denn diese Schotter bilden die breiten Talebenen zwischen Weissenthurm und Lützel einerseits, Neuwied und Engers andererseits.

Daß aber der Niederterrasse nicht überall eine solche Bedeutung für die Landschaftsform zukommt, beweisen die Verhältnisse am Niederrhein. Dort ist nach Fliegel (1910 S. 136) „die Mittelterrasse von hohen Uferwänden begrenzt und nimmt morphologisch betrachtet, den breiten Talboden ein. Das in sie hinein geschachtelte Tal der Niederterrasse tritt im Landschaftsbilde zurück".

Faßt man nun Mordziols Niederterrasse als Äquivalent unserer Inselterrasse auf, so ergibt sich eine bemerkenswerte Gesetzmäßigkeit, daß nämlich am Mittel- und Niederrhein flußabwärts immer ältere Terrassen den eigentlichen Talboden bilden: die Inselterrasse im Neuwieder Becken (und noch bis Rheinbrohl), dann die Niederterrasse und endlich am Niederrhein die tiefste Mittelterrasse.

7. Bimssteingerölle in der Niederterrasse.

In ihrem petrographischen Verhalten stimmen die Schotter der Niederterrasse im Arbeitsgebiet natur-

gemäß weitgehend mit den von Mordziol (1908 S. 389) für das Neuwieder Becken und von Fliegel und den anderen Bearbeitern der geologischen Spezialkarte für das niederrheinische Tiefland eingehend beschriebenen überein: verglichen mit älteren Ablagerungen treten die Quarzgerölle zurück, Eruptivgesteine sind häufiger, Sand herrscht so stark vor, daß Gruben in dieser Terrasse immer als Sandgruben ausgebeutet werden, während der Kies als Abraum gilt. Ein Eingehen auf Einzelheiten erübrigt sich. Nur von den Bimssteingeröllen muß ausführlicher gesprochen werden.

Schon von Dechen (1864 S. 1) teilt mit, daß „in den Anschwemmungen von Kies und Sand, welche sich bei Bonn, Köln usw. im Rheintal finden“ Bimssteine vorkommen. In Übereinstimmung damit stellte Fliegel (1910 S. 142) fest, daß „selbst noch in den Breiten von Köln Bimssande häufig als Streifen in den feinen Sanden und in dem Lehm nahe der Oberkante der Niederterrasse vorkommen, aber auch in den tieferen Kiesen nicht fehlen“. Leider vermißt man bei beiden eine Zahlenangabe über Höhenlage, die gerade hier von Bedeutung gewesen wäre, um entscheiden zu können, um welche Zeit etwa der Ausbruch des Kraters, dem jene Bimsbrocken ihre Entstehung verdanken, stattgefunden habe. Als nun Mordziol auf Grund seiner umfassenden Kenntnis der Bimssteinvorkommen im Neuwieder Becken zu der Überzeugung gelangte, daß der Auswurf dieser Aschen nach Ausbildung der Niederterrasse erfolgt sei (1908 S. 422), nahm er an, daß auch die weiter flußabwärts beobachteten Bimssteingeschiebe auf diesen Ausbruch zurückgingen, woraus sich ihr Vorkommen in den „obersten Schottern“ (1913 S. 20, Anmerkung) erkläre. Gegen diese Annahme erhob Krause (1911 S. 157) Einspruch, da er am Niederrhein (auf Blatt Hitdorf) beobachtet hatte, daß „kleine bis handhohe Schnüren und Adern eines ziemlich reinen, kleinkörnigen, hellen Bimssteines, der etwa 1,5 m unter Tage beginnt, in verschiedenen Lagen bis mindestens 1,5 m

tief abwärts verfolgt werden konnten". Seine Folgerung, die von Mordziol aufgestellte Altersbestimmung: Bimsstein jünger als Niederterrasse, müsse für den Niederrhein eine gewisse Einschränkung erfahren, hielt Mordziol (1913 S. 20 Fußnote) nicht für bündig, erklärte vielmehr den Unterschied in der Lagerung damit, daß im niederrheinischen Gebiet die Aufschüttung der Niederterrassenschotter noch etwas länger dauerte als im Neuwieder Becken.

Bei diesem Stand der Frage war es von besonderem Reiz nachzuprüfen, wie sich die Niederterrasse in diesem umstrittenen Punkte auf der Strecke Andernach-Bonn verhielt.

An guten, zum Teil vorzüglichen Aufschlüssen in der Niederterrasse (will sagen: in ihrer Oberstufe) fehlt es in diesem Gebiet nicht; sie sind besonders zahlreich zwischen Bonn und Godesberg, zwischen Unkel und Erpel, zwischen Remagen und Kripp und schließlich zwischen Sinzig und Niederbreisig. Nun muß aber vorausgeschickt werden, daß man nicht überall Bimssteingerölle erwarten darf, da für ihre Absetzung scheinbar besondere Bedingungen erfüllt sein müssen. Nach meinen Beobachtungen am heutigen Rhein, werden Bimssteinstücke (deren spezifisches Gewicht nur wenig schwerer als 1 ist, so daß sie vom Wasser außerordentlich leicht bewegt werden können) in besonders gelagerten Buchten mit Gegenströmung zusammengetrieben und von stärkeren Wellen ans Land geschlagen, woraus sich übrigens ihre Vergesellschaftung mit Sanden erklärt.

Trotz dieses beschränkten Vorkommens fand ich verschwemmten Bimsstein in mehreren Gruben und zwar meist in mehreren Lagen in den obersten Schichten, also bis etwa 3 m Tiefe. An zwei Stellen zeigte sich aber die erstaunliche Tatsache, daß die Bimseinlagerung noch erheblich weiter hinabreicht. In der großen Kiesgrube südlich Unkel am „hohen Weg" (auf einer Erosionsinsel: vergl. S. 87) ist folgendes Profil aufgeschlossen: 1 m Lehm,

2 m Sand, 4 m stark sandiger Kies, also das typische Profil normal ausgebildeter Niederterrasse, und etwa in der Mitte des Kieses, somit rund 5 m unter der Oberkante, liegt ein handhohes Bänkchen gut gerollter Bimssteinkörner. Und eine Sandgrube am Weg von Remagen nach Kripp (sie ist auf Blatt Linz noch nicht eingezeichnet und liegt der Einmündung des Kasbachtales gegenüber) nahe der Kante der Niederterrasse gegen die Inselterrasse hat sogar noch in mehr als 7 m Tiefe gut ausgebildete Lagen von Bimssanden. Unter 1 m Lehm und 1½ m Sand sind hier noch etwa 6 m Kies aufgeschlossen, der vielfach von Sandbänken durchzogen wird. Fast alle diese Sandbänke enthalten mehr oder weniger Bimsgerölle; besonders stark aber ist die Einlagerung in den tiefsten Schichten, die in der Sohle der Grube an zwei Stellen aufgedeckt sind. Bis zu 10 cm hohe Bänke gut gerollter, heller Bimssteinstücke liegen in wagerechter und schräger Schichtung zwischen großkörnigem Sand.

Macht schon das Vorkommen von Bimssteingeröllen in derartig tiefen Schichten deren Zusammenhang mit der Aschendecke des Neuwieder Beckens wenig wahrscheinlich, so erscheint eine solche Beziehung völlig ausgeschlossen, wenn man die neue Bedeutung bedenkt, die unsere Untersuchungen den Terrassen zwischen Lahn und Wied gegeben haben. Denn, da ja der oben angeführte Leitsatz von Mordziol jetzt heißen muß: Der Bimssteinausbruch im Laacherseegebiet ist jünger als die tiefere Stufe der Niederterrasse, also die Inselterrasse, so ergiebt sich, daß zwischen der Absetzung der Bimssteinbänke in der Remagener Kiesgrube und dem Aschenfall im Neuwieder Becken eine recht beträchtliche Zeit verflossen sein muß. In dieser Zeit hat sich nämlich zunächst die eigentliche Niederterrasse durch Aufschüttung um rund 7 m erhöht, und dann ist in ihr durch Einnagung und wieder neueinsetzende Aufschüttung die Inselterrasse entstanden. Erst als sich der Rhein schon wieder in diese Stufe eingegraben hatte, erfolgte die allgemeine Bimsüberschüttung.

So zwingt sich uns die Überzeugung auf, daß schon vor den gewaltigen Aschenregen aus der Gegend des Laachersees andere Bimssteinauswürfe in unserem Gebiet stattgefunden haben müssen.

Den hier auftauchenden Fragen weiter nachzugehen, lag jenseits der Absichten dieser Terrassenstudien.

VIII. Zusammenstellung der Hauptergebnisse.

1. Am unteren Mittelrhein (Andernach-Bonn) lassen sich im ganzen 8 Aufschüttungsterrassen unterscheiden: Kieseloolithterrasse, Oberterrasse, Hauptterrasse, Hochterrasse, Apollinaristerrasse, Mittelterrasse, Niederterrasse und Inselterrasse. (Vergl. den Idealen Querschnitt durch die Rheinterrassen in der Ahrbucht Taf. II.)

2. Die Kieseloolithterrasse senkt sich innerhalb des Gebirges mit gleichmäßigem Gefälle von 250—265 m bei Brohl auf 230—240 m bei Remagen; sie liegt also hier durchschnittlich 40 m höher als die Hauptterrasse. Ihr plötzlicher Absturz um 70 m von Remagen bis Meckenheim rührt von vordiluvialen, der starke Abfall von Meckenheim bis Duisdorf von diluvialen Störungen am Rand der Niederrheinischen Bucht her.

3. Reichtum an besonders kennzeichnenden, fremden, jurassischen Gesteinen und die durchweg gute Abrollung aller Geschiebe unterscheidet die Ablagerungen des Urrheins von andern ebenso quarzreichen Schottern.

4. Die Zusammensetzung der Kieseloolithschotter beweist, daß dem pliocänen Urrhein neben der Urmosel auch schon eine Urnahe und eine Urlahn zuflossen.

5. Die „weißen Quarzschotter des unteren Ahrtals" (Kaiser) sind nicht den Kieseloolithschottern gleichaltrig, stammen vielmehr aus dem Miocän.

6. Nach Eintiefung in das Bett des altpliocänen Flusses hat der Rhein im ältesten Diluvium eine be-

sondere Terrasse aufgeschüttet: die Oberterrasse. Reste dieser Terrasse bei Waldorf, Remagen, Merl und Vinxel sind bisher irrtümlich zur Oolith- bezw. zur Hauptterrasse gerechnet worden. Die Lage dieser Reste läßt erkennen, daß die Verbreitung des absetzenden Flusses nur wenig von der des Hauptterrassenrheins abwich. (S. Taf. III unten!)

7. Oberfläche und Unterkante der Oberterrasse fallen gleichmäßig von 235 bezw. 215 m bei Waldorf auf 195 bezw. 180 m am Nordabfall des Siebengebirges ab. Die Terrasse verläuft also in durchschnittlich 15 m Abstand nahezu parallel zur Hauptterrasse. (S. Taf. III oben.)

8. In ihrer Gesteinsführung nimmt die Oberterrasse zwischen Kieseloolith- und Hauptterrasse eine Mittelstellung ein. Sie teilt mit den pliocänen Schottern den überaus großen Reichtum an Quarzgeschieben, enthält auch infolge von Aufarbeitung in geringerem Grade die kennzeichnenden Leitgesteine dieser Stufe und einige gut gerollte Quarze, unterscheidet sich aber dadurch wesentlich von ihr, daß sie weiche devonische Gesteine führt, und daß die weitaus größte Mehrzahl der Quarzgerölle höchst unvollkommen geschliffen ist. Der Hauptterrasse gegenüber bilden gerade die Anklänge an die pliocänen Schotter (Reichtum an Quarz und Anwesenheit von verkieselten Kalkoolithen usw.) und das Zurücktreten devonischer Schiefer ein wichtiges Erkennungsmerkmal.

9. Diese Gesteinsführung macht es wahrscheinlich, daß die Oberterrasse dem „Ältesten Diluvialschotter" des Niederrheins (Fliegel, Krause, Kurtz und Quaas) gleichaltrig ist.

10. Als Ergänzung der Steimannschen Parallelisierung der Terrassen an Mittel- und Oberrhein — wonach die Hauptterrasse dem jüngeren Deckenschotter entspricht — zeigt sich die Möglichkeit, die Oberterrasse dem älteren Deckenschotter zeitlich gleichzusetzen.

11. Uferhöhe, Oberfläche in der Talmitte und tiefste Sohle der Hauptterrasse senken sich von 230, bezw. 220, bezw. 200 m unterhalb der Andernacher Pforte in gleichmäßiger Neigung auf 185, 167, 158 m bei Bonn. (S. Taf. III oben.)

12. Stücke der Hauptterrasse sind am Rand der Niederrheinischen Bucht nachträglich um 15 m gesunken, so daß die Terrasse hier zweistufig ausgebildet ist (Kreuzbergstufe.) Auch der Ausbruch des Rodderbergkraters hat ein Absinken der altdiluvialen Schotter in der näheren Umgebung des Kraters um 15 m zur Folge gehabt.

13. Die Ufer des Hauptterrassenrheins liefen (S. Taf. III unten) an der eigentlichen Durchbruchstelle (Andernach-Brohl) in 2 km, weiter abwärts in durchschnittlich 6 km Abstand von einander annähernd parallel zum heutigen Engtal, so zwar, daß das linke Ufer im Mittel 4 km, das rechte nur 2 km von diesem entfernt ist. Im Gemeindebusch bei Rolandseck bog das linke Ufer scharf nach Westen um; das rechte Ufer umfloß die vorderen Berge des Siebengebirges und wandte sich abwärts der Rabenley nach Osten.

14. Das Vorkommen tithonischer Radiolaritgerölle in den Hauptterrassenschottern, von Steuer behauptet, von Wilckens, Meyer und Fenten angezweifelt, habe ich nicht bestätigen können.

15. Der Vergleich mit der Höhenlage der Hauptterrasse im Neuwieder Becken lehrt, daß die von Oestreich vermutete Verbiegung der Terrasse im Neuwieder Becken in der Tat besteht.

16. Die Oberfläche der Hochterrasse senkt sich von 135 m bei Hammerstein auf 100 m bei Bonn, ihre Unterkante von 115 auf 90 m, die Oberfläche der (tiefsten) Mittelterrasse von 85 m bei Sinzig auf 70 m bei Bonn. Der Untergrund der Mittelterrasse ist von Niederterrassenschottern verdeckt. (S. Taf. III.)

17. Die Apollinaristerrasse läßt sich nur auf

einer kurzen Strecke abwärts Remagen verfolgen; sie reicht dort von 110—120 m.

18. Die Oberfläche der Niederterrasse liegt im Arbeitsgebiet durchschnittlich 15 m über dem mittleren Rheinspiegel (s. Taf. III). Als ihre Fortsetzung im Neuwieder Becken muß die dortige 70 m-Terrasse Mordziols aufgefaßt werden.

19. Wie im Gebiet zwischen Wupper und Sieg, so läßt sich auch im Arbeitsgebiet innerhalb der Niederterrasse eine tiefere Stufe verfolgen. Die Fortsetzung dieser Talstufe bildet im Neuwieder Becken die dort als Niederterrasse bezeichnete Aufschüttung in 6—11 m Höhe über dem Strom. Sämtliche Rhein-Inseln von Coblenz bis abwärts Bonn sind Reste dieser Terrasse: Inselterrasse (s. Taf. III).

20. Die Inselterrasse ist keine Erosionsstufe innerhalb der Niederterrasse, vielmehr eine selbständige Aufschüttung.

21. Am Mittel- und Niederrhein wird der breite Talboden rheinabwärts von immer älteren Terrassen gebildet: Inselterrasse, Niederterrasse, Mittelterrasse.

22. In der Gegend der Ahrbucht finden sich in der Niederterrasse Bänke wohlgerundeter Bimssteinkörner bis zu 7 m Tiefe unter der Oberfläche. Diese können also nicht von demselben vulkanischen Ausbruch stammen, der im Neuwieder Becken Teile der Inselterrasse mit mächtigen Bimssteinschichten überdeckt hat (Mordziol).

23. Haupt-, Hoch-, Mittel-, Nieder- und Insel-Terrasse folgen dem zuerst von Kaiser ausgesprochenen Gesetz von der Zunahme des Gefälles mit dem Alter der Ablagerung (s. Taf. III). Kieseloolithterrasse und Oberterrasse dagegen scheinen nicht gegen die Hauptterrasse geneigt; daß sie trotzdem mit dieser zur Kreuzung gelangen, beruht, wie Kaiser schon für die pliocäne Terrasse annahm, auch bei der Ober-

terrasse auf dem anhaltenden Absinken der Niederrheinischen Scholle.

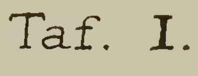
24. Die Ergebnisse des Vergleichs der vorstehenden Terrassengliederung mit denen am Niederrhein und im Neuwieder Becken sind in folgender Übersicht vereinigt:

Terrassengliederung am Mittel- und Niederrhein

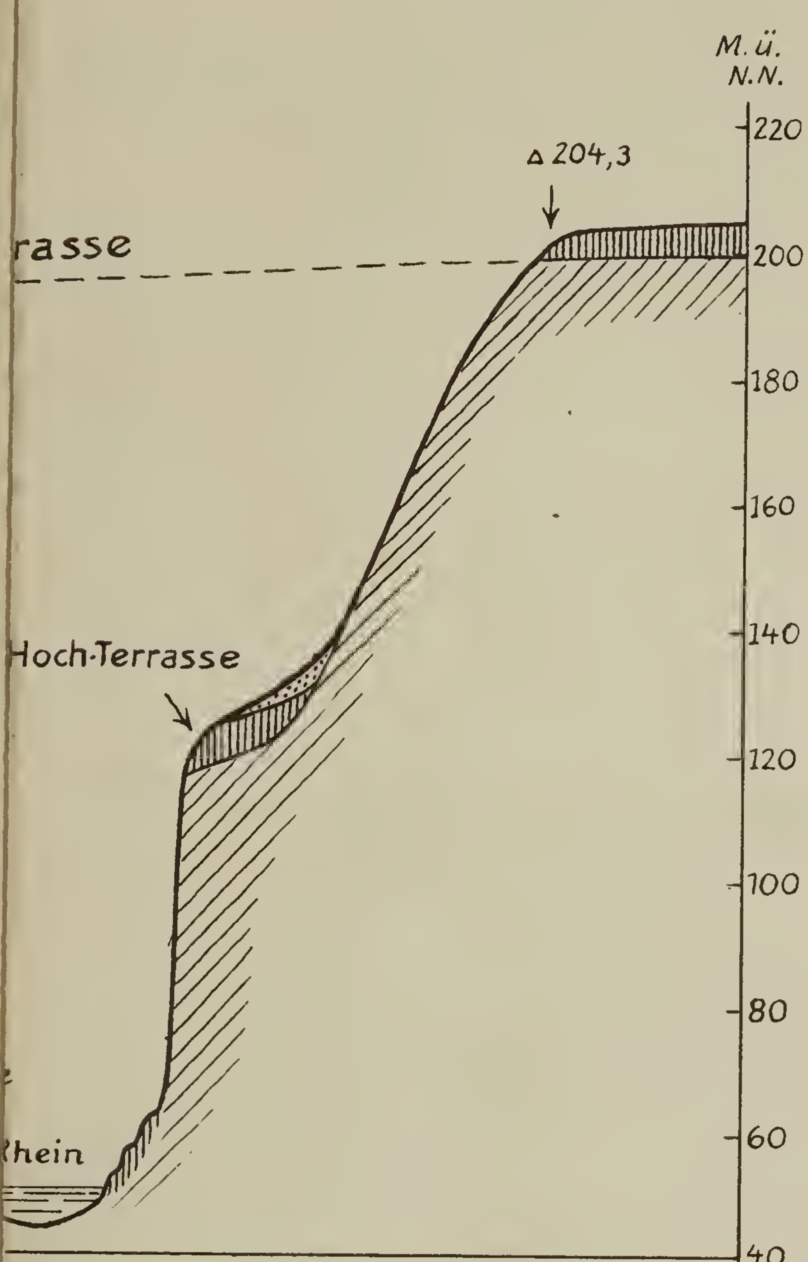
Geol. Alter	Niederrhein	Bonn-Andernach	Neuwieder Becken
Pliocän	Kieseloolithschotter		
Altdiluvium	Ältester Diluvialschotter	Oberterrasse	?
	Hauptterrasse		
Mitteldiluvium	?	Hochterrasse	1. Mittelterrasse
	?	Apollinaristerrasse	2. Mittelterrasse
	Mittelterrasse	Mittelterrasse	3. Mittelterrasse
Jungdiluvium	Niederterrasse	Niederterrasse	4. Mittelterrasse
	Unterstufe d. N. T.	Inselterrasse	Niederterrasse

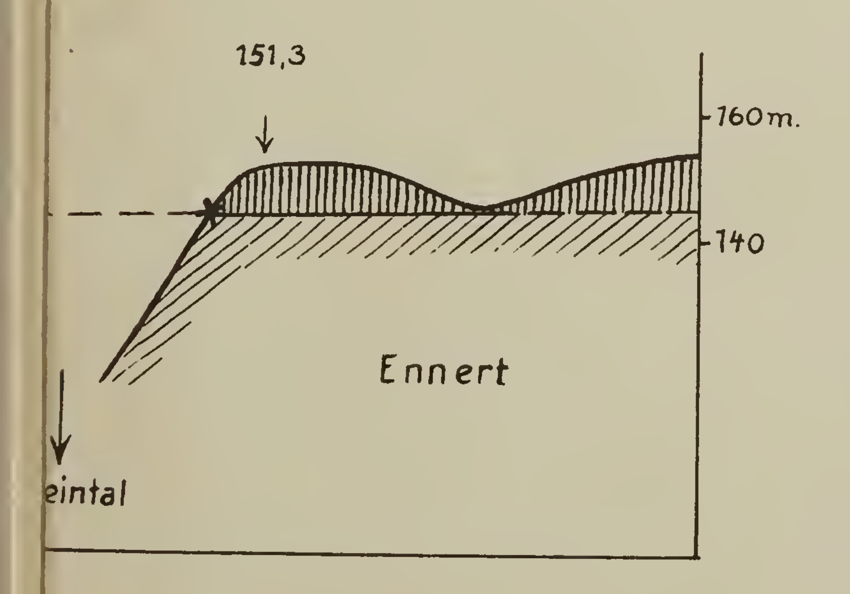
Der Verfasser steht zur Zeit als Kriegsgeologe im Felde, etwaige Druckmängel bittet er mit den unter erschwerenden Verhältnissen ausgeführten Korrekturen zu entschuldigen.

Die Schriftleitung.



Taf. I.

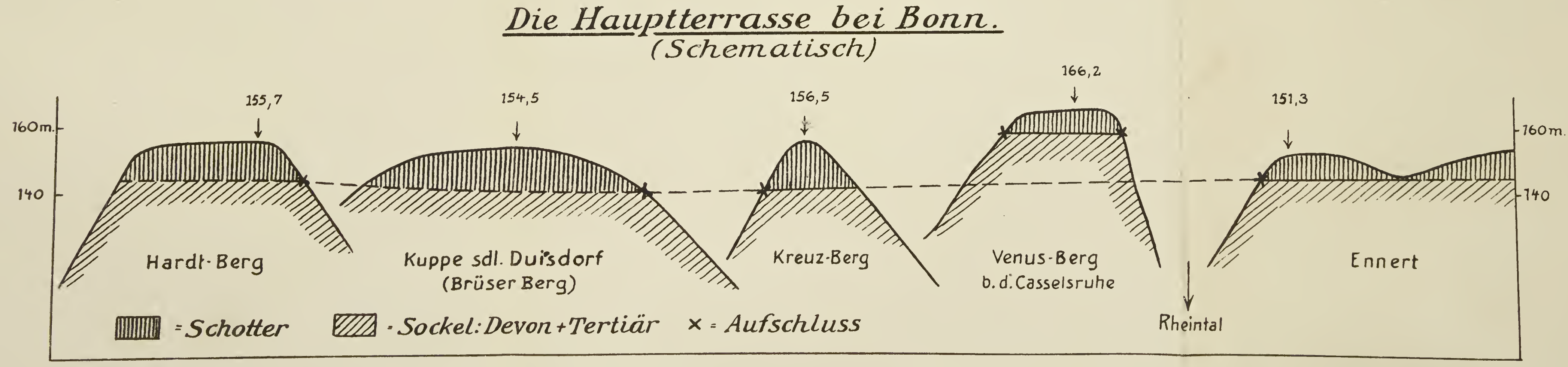

M. ü. N.N.
220
Δ 204,3
rasse
200
180
160
140
Hoch-Terrasse
120
100
80
60
hein
40


151,3
160 m.
140
Ennert
eintal

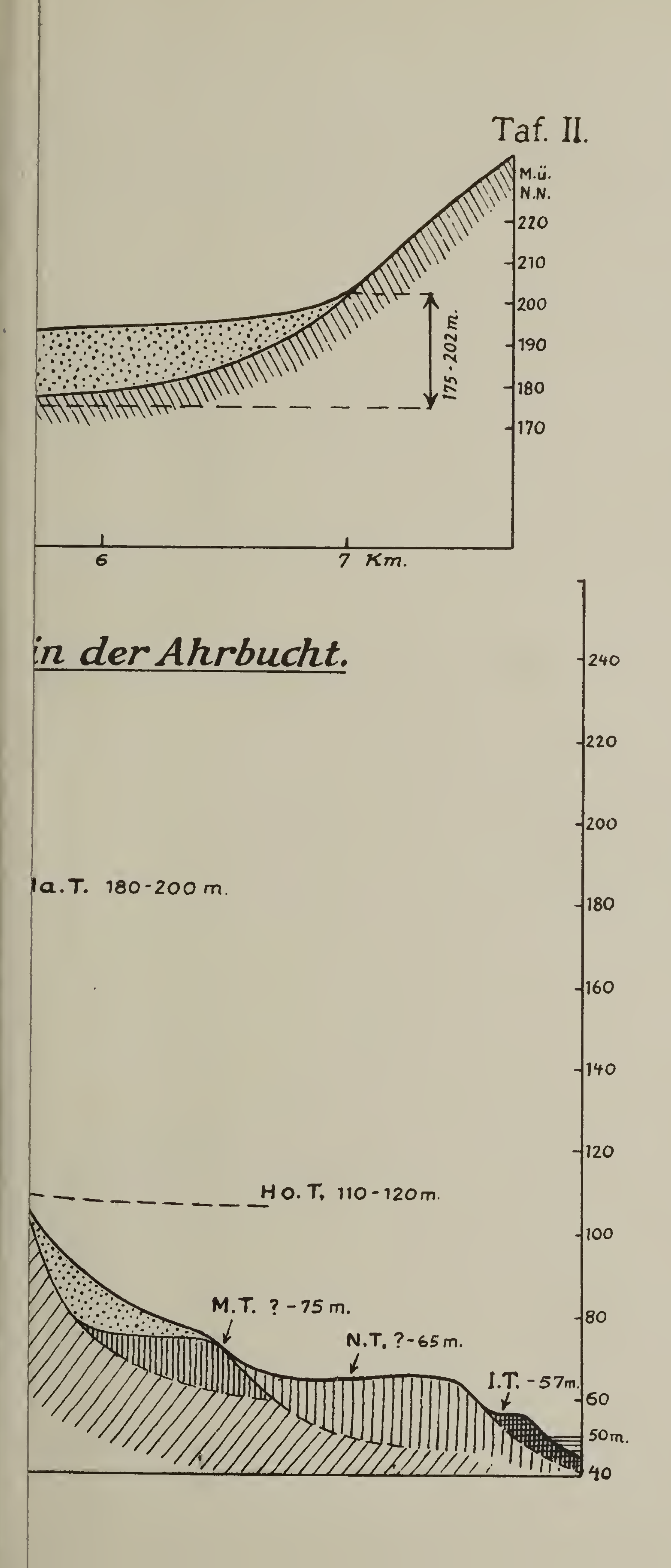
Querschnitt durch das Rheintal oberhalb Sinzig.

△ 225,3
Sinzigkopf
Basalt
Harbachtal
Ziemet
200,2
197,2
Haupt-Terrasse
△ 204,3
M. ü. N. N.
220
200
180
160
140
120
100
80
60
40
Hoch-Terrasse
Niederterrasse
Inselterrasse
Rhein
Löss
Schotter
Sockel: Devon + Tertiär
1 : 25000

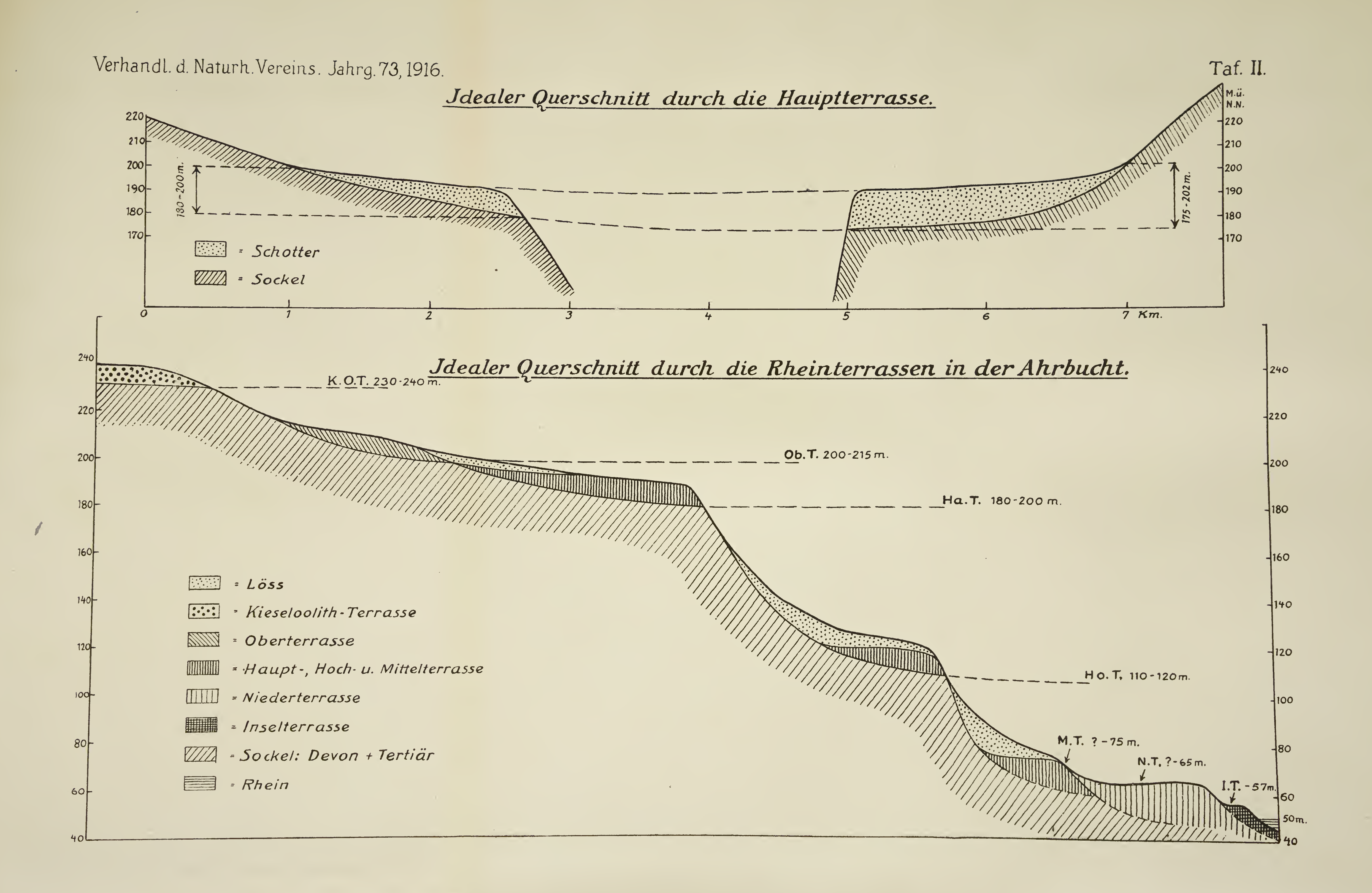
Die Hauptterrasse bei Bonn.
(Schematisch)



Taf. II.

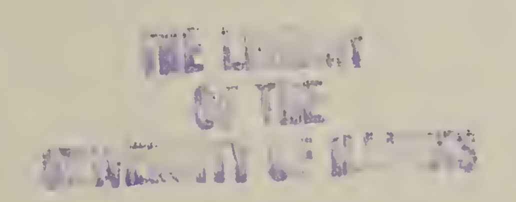


M.ü. N.N.
220
210
200
190
180
170
175-202 m.
6
7 Km.
in der Ahrbucht.
240
220
200
180
160
140
120
100
80
60
50 m.
40
la.T. 180-200 m.
Ho.T. 110-120 m.
M.T. ?-75 m.
N.T. ?-65 m.
I.T. -57 m.


Jdealer Querschnitt durch die Hauptterrasse.
M.ü. N.N.
220
210
200
190
180
170
180-200 m.
175-202 m.
= Schotter
= Sockel
0
1
2
3
4
5
6
7 Km.
Jdealer Querschnitt durch die Rheinterrassen in der Ahrbucht.
K.O.T. 230-240 m.
Ob.T. 200-215 m.
Ha.T. 180-200 m.
Ho.T. 110-120 m.
M.T. ? - 75 m.
N.T. ? - 65 m.
I.T. - 57 m.
50 m.
240
220
200
180
160
140
120
100
80
60
40
= Löss
= Kieseloolith-Terrasse
= Oberterrasse
= Haupt-, Hoch- u. Mittelterrasse
= Niederterrasse
= Inselterrasse
= Sockel: Devon + Tertiär
= Rhein

ter

Taf. III



Längsschnitt der Rheinterrassen von Andernach bis Bonn.

Längen 1:100 000 Höhen 1:2000.

Kieseloolithterrasse
Oberterrasse
Haupt-terrasse
Hochterrasse
Mittelterrasse
Niederterrasse
Inselterrasse
Rhein (Mittelwasser)
Meereshöhe
Meereshöhe - N.N.

Verbreitung der Rheinterrassen von Andernach bis Bonn.

1:100 000.

Ufer der Oberterrasse
" " Hauptterrasse
" " Niederterrasse
Ufer der Inselterrasse
Gemeinsames Ufer von Nieder- u. Inselterrasse
Reste der K.-oolithterrasse
" " Oberterrasse
" " Hauptterrasse

Bemerkung: Das Verbreitungsgebiet der Mittelterrassen ist aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht eingetragen.

Die Morphologie des Ruhrgebietes.

Von

Fritz Goebel,
Witten (Ruhr).

Mit Tafel IV—XII und 14 Textfiguren.

Inhalt.

Vorwort.

Das in der vorliegenden Arbeit behandelte Flußgebiet der Ruhr bildet in seinem Hauptteile, dem Sauerlande, eine der meistbesuchten und -durchwanderten, geographisch-geologisch aber noch mit am wenigsten untersuchten Mittelgebirgslandschaften Westdeutschlands. Erst seit einigen Jahren hat die Kgl. Preuß. Geologische Landesanstalt an der unteren Ruhr die Kartierung in Angriff genommen und soweit gefördert, daß unter Berücksichtigung des noch unveröffentlichten Materiales jetzt wenigstens über den westlichen, wirtschaftlich wichtigsten Teil des Gebietes ein abgerundetes geologisches Bild vorliegt.

In der nachstehenden Arbeit ist zum ersten Male der Versuch gemacht, dies Gesamtgebiet — umfassend den größten Teil des Reg.-Bez. Arnsberg und des Niederrheinischen Industriebezirks — in seiner physisch-geographischen Eigenart zu würdigen und seine landschaftliche Natur ihrer entwicklungsgeschichtlichen Entstehung nach darzustellen, soweit das heute bei der noch lückenhaften geologischen Kenntnis des Gebietes möglich ist.

Die Arbeit wurde in den Jahren 1912—14 ausgeführt und gründet sich in erster Linie auf ausgedehntere Tätigkeit im Gelände. Infolge des Krieges mußte eine weitere Ausgestaltung, besonders der Teile II c und der folgenden, sowie eine Behandlung der Verwitterungserscheinungen, Schuttbewegungen, Quellverhältnisse usw. zurückgestellt werden. Durch die Verhältnisse hat sich die Veröffentlichung der Arbeit um annähernd drei Jahre verzögert.

Nachdem mit dem Beginn der geologischen Spezialkartierung und der Anwendung der modernen Morphologie auf das behandelte Gebiet gewissermaßen eine neue Epoche seiner physisch-geographischen Erforschung eingesetzt hat, erschien es lohnend, den betreffenden Hauptabschnitten einen geschichtlichen Überblick über die bisherigen

Ergebnisse der Forschung vorauszuschicken, der bisher noch nicht vorlag.

Das noch nicht veröffentlichte Aufnahmematerial wurde mir in Berlin von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt in entgegenkommendster Weise zur Verfügung gestellt. Hierfür bin ich ihrem Direktor, Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. Beyschlag, sowie dem Abt.-Dirigenten für das Gebirge, Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. Krusch zu besonderem Danke verpflichtet. Ebenso bin ich den im Ruhrgebiet kartierenden Herren Geologen Dr. Bärtling, Dr. Fuchs und Dr. Henke für manche liebenswürdige Unterstützung sehr verbunden.

Ergebensten Dank schulde ich vor allem aber meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. Schultze, Jena, für seine unausgesetzten Anregungen und Förderungen daheim und im Gelände, sowie Herrn Prof. Dr. E. Obst (z. Zt. Konstantinopel) für vielfache Ratschläge beim Beginn der Arbeit.

Einleitung.

Das Flußgebiet der Ruhr bildet einen natürlichen Ausschnitt aus dem nördlichen Teile des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Im W. reicht es bis zur „Niederrheinischen Bucht“, im N. bis an das „Becken von Münster“, im SW., S. und O. umgrenzen die Flußgebiete der Wupper, Sieg, Eder und Diemel innerhalb des Schiefergebirges seinen Bereich.

Mit einem Flächeninhalt von etwa 4500 km² (= 1/3 Großherzogtum Baden) besitzt es dem Verlaufe seiner Wasserscheide entsprechend etwa die Form eines Dreiecks (mit der Spitze nach S.), das sich (von W. nach O.) 132 km in die Länge, (von N. nach S.) 65 km in die Breite erstreckt.

Zur geographischen Orientierung einiger seiner Hauptpunkte seien folgende Angaben mitgeteilt:

Punkte des Ruhrgebietes	λ	β	Meereshöhe m	Lage
Westlichster Punkt	6° 43,5′	51° 27,2′	20,5	Mündung bei Duisburg-Ruhrort
Östlichster „	8° 37,4′	51° 22,9′	618	Höhe wsw. des Bilsteins unweit Brilon
Südlichster „	7° 51,3′	50° 55,5′	409	Hügel 200 m w. des Bhf. Wildenburg
Nördlichster „	7° 17,6′	51° 31,8′	127	In Mittelfeld bei Kastrop
Höchster „	8° 33,6′	51° 16,7′	843,1	Langenberg bei Niedersfeld
Tiefster „	6° 43,5′	51° 27,2′	20,5	Mündung bei Duisburg-Ruhrort
Mündung	6° 43,5′	51° 27,2′	20,5	b. Duisburg-Ruhrort
Quelle	8° 33,6′	51° 12,9′	674	NO.-Hang des Ruhrkopfes (bei Winterberg i. Westf.)

Bevor wir uns der geographischen Natur des Gebietes im einzelnen zuwenden, sei ein kurzer Blick auf die Bedeutung seiner Fluß- und Gebirgsnamen gestattet.

Aller Wahrscheinlichkeit nach ist der Name „Ruhr“ keltischen Ursprungs (76, 222 [1]), 83, 151, 46, 5), aber in seiner Bedeutung noch dunkel.

Daneben wird der Flußname noch erklärt als die „Rührige“ (61, 169), als „Roter“ Fluß (39, 1272, 36, 75 [2])), als Schilf-„Rohr“-Fluß (64, 38), endlich als „Strom in waldleerem (!) Rauhgebirgsboden“ (11, 59). (S. auch 78, 69.)

K. Müllenhoff, dem wir uns anschließen (76, 222), hält den Namen für ursprünglich fremd.

Für die Nebenflüsse sei auf die langjährigen Arbeiten Th. Lohmeyers (63—67, außerdem 54 u. 61) hingewiesen, der die meisten Fluß- und Gebirgsnamen des südlichen Westfalens untersucht und erklärt hat. Seine

1) Bedeutet in dem am Schlusse angefügten Literaturverzeichnis Nr. 76, Seite 222.

2) Mit der verfehlten geologischen Begründung wieder abgedruckt in: 32, 796.

Methode hat in Fachkreisen ziemliche Anerkennung gefunden und besitzt auch einiges geographisches Interesse. Der Verfasser glaubt nämlich in bezug auf die Ableitung der mitteldeutschen Fluß- und Bergnamen einige Gesetze gefunden zu haben, die er dahin zusammenfaßt:

1. Wie der Berg, so der Bergname.
2. Wie das Quellgelände, so der Flußname, z. B.

Lenne = Hlin-asa = Wasser von der Lehne oder Berghalde,
Volme = Volu-manna = Fluß vom Hochfeld,
Hönne = Hun-asa = Wasser von der Kuppe,
Nette = Nath-asa = Wasser von dem Abhang,
Fretter = Frati-rana = Fluß von einem Felseinschnitt bezw. -absturz,
Hundem = Hun-d-mana = Kuppenfluß,
Lister = List-arna = Fluß von der Leiste oder dem Bergrande, usw.

Ähnlich werden die Bergnamen zu erklären versucht.

Einigermaßen sicher sind folgende Deutungen der bekanntesten Bergzüge des Sauerlandes:

Rothaar(-Gebirge) = Rauhe Haar,
Haar = Höhenzug,
Ebbe = Berg-Halde,
Ardey = Hard-egge = Bergzug.

Die Bezeichnung „Sauerland“, die sich auf den gebirgigen Hauptteil des Ruhrgebietes bezieht, ist eine Verhochdeutschung von nd. „Suerland“, dieses eine Verschrumpfung der volleren Form „Suderland“ oder „Süderland“. Mit Süden hat der Ausdruck nichts zu tun. (In einem Briefe des Papstes Gregor III. an Bonifatius aus dem Jahre 738 findet sich die Bezeichnung „Suduodi“, die sich nach Lohmeyer auf die Bewohner des Sauerlandes bezieht. Darnach erklärt er den Namen aus Suduoda = Steilhang-Gebirge, 66, 2-21).

I. Morphographischer Teil.

a) Historische Übersicht über die Entwicklung unserer Kenntnisse vom orographischen Bau.

Die älteste Bezeichnung für die „von den Alten in den uns erhaltenen Geschichtsbüchern merkwürdiger Weise nicht genannte Ruhr“ lautet „im achten und neunten Jahrhundert Rûra, auch Rurinna“ (76, 222).

Auf die verschiedenen urkundlichen Notizen aus dem Mittelalter über den Fluß einzugehen würde uns hier zu weit führen.

Einiges Interesse beansprucht nur eine Dichtung des Geistlichen Bernardus Mollerus aus Münster, die im Jahre 1570 in Köln unter dem Titel erschien: Rhenus et eius descriptio elegans a primis fontibus usque ad Oceanum Germanicum.

Etwa 90 Distichen dieses Werkes (72, 209-16) sind einer Beschreibung der Ruhr und ihrer Hauptzuflüsse gewidmet. Mit dichterischem Überschwang wird ihr Charakter als Gebirgsfluß folgendermaßen geschildert:

Praecipiti semper scopulo decurrit abactus,
Praecipiti semper valle coactus abit.
Instar Pantagia vasto dum curreret amne,
Passibus audiri flumina mille queunt.

Noch im Jahre 1721 wird diese phantasievolle Beschreibung der Ruhr zur geographischen Charakterisierung der Grafschaft Mark von W. Teschenmacher in seiner umfangreichen Geschichte von Kleve, Jülich, Berg, Mark, Ravensberg usw. (105, 254-256) wieder abgedruckt.

Die bekanntesten Karten des Mittelalters — z. B. von Nikol. Cusa (1491), Abrah. Ortelius (1570), Sebastian Münster (1544), J. Stumpff (1548), usw. — verzeichnen die Ruhr entweder gar nicht, oder sehr zweifelhaft, so daß meist nicht zu entscheiden ist, ob Sieg, Wupper, Ruhr oder Lippe gemeint ist. 1731 schreibt J. Hübner in bezug auf das vorhandene Kartenmaterial: „Im Westphälischen .... siehet noch alles sehr verwildert aus; davon ich gewiß aus meiner Erfahrung ein wahrhaftiges Zeugnis ablegen kann“, und an anderer Stelle: „Von allen Provintzen dieses (Westfälischen) Kreyßes sind special-Charten vorhanden, die meisten aber sind so beschaffen, daß sie billich einmahl solten renoviret werden.“ (53, Vorr. u. 519.)

Erst die J. B. Homannsche Karte: Ducatus Westpha-

liae, nova repraesentatio geographica (Maßstab 1:200000, nach W. nur bis Lüdenscheid reichend) brachte im Jahre 1757 eine im wesentlichen richtige Darstellung des Flußnetzes Willkürlich verteilte Maulwurfshügel deuten auf ihr den Gebirgscharakter des Geländes an, und knappe Notizen an den betreffenden Punkten verweisen auf die Bruchhäuser Steine sowie auf das Versiegen der Möhne und Alme n. von Brilon und auf das der Hönne im mittleren Teile ihres Laufes.

Von den Karten der nächsten Zeit nennen wir nur die bekannte, seit 1816 erschienene Topographische Spezialkarte von Mittel-Europa von G. D. Reymann (1:200000), die das Ruhrgebiet mit den Sektionen 122 (Düsseldorf), 123 (Arnsberg) und 142 (Siegen) umfaßt. Hier finden wir schon manche Lokalnamen wie Hellweg, Haarstrang, Ardey, Ebbegebirge.

Über die Oberflächengestaltung sind aus jener Zeit nur spärliche Angaben vorhanden.

So berichtet z. B. Chr. Fr. Meyer (70, 29, 35, 71) über die weitere Umgebung von Altena 1798: „Übrigens findet man in diesem Gebirge im Ganzen genommen mehr große Gegenden, die mehr eben und freie Felder, als steile Berge haben, so besonders von Altena über Lüdenscheid, Meinertshagen und Breckerfelde.“ „Der oberste Rücken des Süderländischen Gebirges, soweit er sich von Lüdenscheid über Meinertshagen und Breckerfelde erstrecket, ist ziemlich eben, so daß man daselbst besser als in den unteren Regionen mit einem Wagen fortkommen kann.“ Bemerkenswert ist seine Angabe, „daß man noch keine Vermessungen der Höhe und Tiefe dieser Gebirge hat, um darnach die Atmosphäre und das Klima genau bestimmen zu können.“

Bei F. A. A. Eversmann (37, 11) wird als höchster Punkt der Rücken vom Astenberg zum Istenberg angegeben, als zweithöchster die Nordhelle, die höchste Spitze „des Ebbe“. Eine genauere Darstellung, zugleich mit den ersten trigonometrisch gemessenen (bis auf etwa 10 m richtigen) Höhenangaben enthält die „Beschreibung des Regierungsbezirkes Arnsberg in der Kgl. Preuß. Provinz Westfalen. Arnsberg 1819.“ Die Höhenmessungen beziehen sich vor allem auf den höchsten Punkt des „Astenberger Gebirges“, ferner Härdler, Hunau, Homert, Nordhelle und Balverwald.

Die in den folgenden Jahren von amtlicher und privater Seite aus zahlreich vorgenommenen Höhenmessungen sammelte H. v. Dechen, der sie am 4. Juni 1846 der vierten Generalversammlung des Naturhistorischen Vereins der preuß. Rheinlande und Westfalens vorlegte (17, 15-16).

Über 200 weitere Messungen veröffentlichte J. Müller (77, 42-48) im Jahre 1848.

Seit 1848 gab die topographische Abteilung des Kgl. Preuß. Generalstabes im Maßstabe 1:80000 die „Topographische Karte von der Provinz Westfalen und der Rheinprovinz" heraus, die als eine der ersten auf zuverlässigen trigonometrischen Vermessungen beruhte und zur Zeit ihres Erscheinens „zu den besten überhaupt existierenden" gehörte (9, 154).

In weiteren Kreisen ist sie als die Grundlage der geologischen Karte H. v. Dechens (113) berühmt geworden. Als solche bildet sie für manche Teile, besonders das östliche Sauerland, auch heute noch die einzige geologische Übersicht größeren Maßstabes und wird deshalb dauernd auf dem laufenden erhalten.

Von den Schriften der nächsten Jahre genügt es, die ziemlich eingehende Darstellung der topographischen Verhältnisse des Regierungsbezirks Arnsberg von N. Emmerich (1856) (34) hervorzuheben sowie vor allem die orographische und hydrographische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen von H. v. Dechen (19, I). Dieses fundamentale Werk enthält eine äußerst gewissenhafte und mühevolle Beschreibung der Flüsse und des Geländes, unterstützt durch zahllose Höhenmessungen, die natürlich heute überholt sind.

Die Methode, die der Verfasser in dieser Darstellung anwandte, indem er bei seiner Landschaftsschilderung immer planmäßig einen Bergrücken nach dem andern, einen Flußlauf nach dem andern beschrieb, ist der reine Typ jener uns heute etwas altmodisch anmutenden Art und Weise, wie man sich damals den „oro-hydrographischen" Teil einer geologischen Abhandlung dachte. Ohne den alleinigen Wert darauf zu legen, die Eigenart, den Charakter der Landschaft nach bestimmten Gesichtspunkten herauszuarbeiten und Gleichartiges zusammenzufassen, glaubte man der Oberflächengestaltung dadurch gerecht werden zu können, daß man das topographische Kartenbild in Worte zu übersetzen suchte.

Zum Schluß sei noch ein kurzer Überblick über das heute vorliegende Kartenmaterial gegeben.

Die Blätter der Reichskarte (1:100000) und die Meßtischblätter (1:25000) unseres Gebietes sind größtenteils in den neunziger Jahren erschienen. Die entsprechenden Blätter der Topographischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches (1:200000) und der (für unsere Zwecke allerdings nicht befriedigenden) Übersichtskarte von Mitteleuropa (1:300000) liegen ebenfalls vor. Eine Höhenschichtenkarte des Sauerlandes mit farbigen Schichtstufen (1:100000) in vier Blättern hat neuerdings der Verlag

von H. Kahle in Eisenach herausgegeben. Endlich ist noch eine nach den Meßtischblättern bearbeitete „Sauerlandkarte“ (1 : 50 000) bei H. Hartung in Hagen i. Westf. erschienen.

Den besten Ausdruck findet das gebirgige Gelände auf den ausgezeichneten Buntdruckblättern der Karte des Deutschen Reiches.

b) Das Gewässernetz.

Wenn wir in die Betrachtung der geographischen Natur des Ruhrgebietes eintreten, so empfiehlt es sich, zunächst dem Gewässernetz und seiner Gestaltung Beachtung zu schenken.

Der ganze hydrographische Bau verrät nämlich so überraschende Abweichungen von dem normalen Schema eines Flußnetzes, daß wir hier sogleich vor eine ganze Anzahl von Problemen gestellt werden.

Nehmen wir eine Übersichtskarte zur Hand, so können wir rein nach dem äußeren Aussehen eine kleine Zweiteilung vornehmen, indem wir den Unterlauf der Ruhr etwa von Witten an abtrennen.

Der obere, größere Teil des Einzugsgebietes zeichnet sich dann durch ein auffälliges Vorherrschen im Durchschnitt geradlinig gerichteter Flußstrecken aus, die scharf gegen einander abgesetzt sind. Im Gegensatz dazu steht der kürzere Unterlauf, der mit seinen weiten Windungen ein ganz anderes Kartenbild hervorruft (Tafel VIII).

Unschwer erkennt man, daß die Ruhr zuerst geradlinig nach N. fließt, dann scharf umbiegt und westliche Richtung nimmt, dann wieder umbiegt und über Arnsberg nach NW. zieht, um ganz in der Nähe der Wasserscheide mit einer äußerst markanten Umbiegungsstelle in westsüdwestliche Richtung überzugehen.

Genauer haben wir also folgende vier Teilstrecken:

1.	Quelle—Olsberg	SSO.-NNW.
2.	Olsberg—Wennemen	O.-W.
3.	Wennemen—Waltringen	SO.-NW.
4.	Waltringen—Wetter	ONO.-WSW.

Der Lennelauf läßt ohne weiteres zwei nahezu im Winkel von 140° gegen einander gerichtete Abschnitte erkennen und zwar:

1. den Oberlauf: Quelle—Altenhundem (ONO.—WSW.),
2. die Strecke: Altenhundem—Mündung,

die, trotz aller intensiven Schlingen- und Mäanderbildung im einzelnen, eine unverkennbare Hauptrichtung von SO. nach NW. über eine Entfernung von 53 km beibehält.

Bei der Volme wie bei der Möhne, den beiden noch übrig bleibenden größten Zuflüssen der Ruhr, herrscht je eine einheitliche Richtung vor.

Die Volme fließt trotz der stärksten Serpentinenbildung genau von SSO. nach NNW., die Möhne wesentlich von O. nach W.

Auch außerhalb des Ruhrgebietes finden wir ähnliche Erscheinungen, besonders typisch bei der Wupper, deren Mittellauf förmlich das Aussehen eines geometrischen Gebildes besitzt.

Es bleibt noch darauf hinzuweisen, daß alle größeren Nebenflüsse der Ruhr sowohl wie der Möhne und der Volme stark die Nordsüd-Richtung bevorzugen; am deutlichsten die Glenne und Wester im Möhnegebiet; die obere Ruhr, Elpe, Valme, Henne, Wenne, Röhr, Hönne im engeren Ruhrgebiet; Hundem, Bigge, Rahmede, Nahmerbach usw. im Lennegebiet.

Eine derartig deutliche Bevorzugung bestimmter Richtungen und das Zusammengesetztsein des Flußnetzes aus einzelnen geradlinig gerichteten Stücken legt den Gedanken nahe, daß das Gewässernetz des Sauerlandes ein Verwachsungsprodukt aus verschieden entstandenen Einzelstrecken darstellt. —

Ebenso eigenartig wie der Verlauf der Flüsse ist die Lage der Wasserscheiden (Tafel IX).

Die nördliche Hauptwasserscheide hält sich im allgemeinen nahe der Ruhr und der Möhne, während ihr Gegenstück im S. in ziemlich weite Entfernung gerückt

ist. Extrem sind diese Verhältnisse an der eben schon erwähnten Umbiegungsstelle bei Waltringen. Hier liegt die Wasserscheide des Ruhrgebietes rechts der Ruhr in 0,7 km, links der Ruhr in über 64 km Entfernung (d. i. etwa 90 mal so weit!).

Für unsere späteren Betrachtungen von größter Wichtigkeit ist aber der Verlauf der Nebenwasserscheiden zwischen Möhne und Ruhr, Ruhr und Lenne, Lenne und Volme.

Aus der hydrographischen Karte (Tafel IX) geht hervor, daß diese Wasserscheiden nicht, wie theoretisch zu erwarten wäre, ungefähr in der Mitte zwischen den Flußläufen auftreten, sondern ganz exzentrisch liegen und zwar einseitig nach links verschoben sind.

Die Ruhr-Möhne-Scheide zweigt s. von Brilon von der Hauptwasserscheide ab und läuft nicht sehr weit von der Ruhr entfernt bis zum Zusammenfluß von Ruhr und Möhne. Bei Nuttlar und Meschede haben wir einen Abstand von etwa 4 km von der Ruhr, hingegen von 10 km von der Möhne. Bei Öventrop ändern sich diese Werte zu 1,2 km und 8 km (Fig. 7, S. 134).

Ähnlich verhält es sich mit der Wasserscheide zwischen Ruhr und Lenne. Sie beginnt auf dem Kahlen Asten. Bei Schmallenberg ist sie der Lenne bis auf 1 km nahe gerückt. Ihre Entfernung von der Ruhr beträgt hier 20 km (!).

Auf ihrem weiteren Verlaufe rückt sie zwischen den Ortschaften Bracht a. d. Arpe und Schliprüthen ausnahmsweise bis fast in die Mitte zwischen beide Flüsse, deren Gebiete sie trennt. Von Rönkhausen ab liegt sie aber schon wieder einseitig in der Nähe der Lenne. Im Meridian von Eiringhausen (bei Plettenberg) haben wir folgende Zahlen:

Entfernung von der Lenne = 1,7 km
" " " Ruhr = 25 "

Bei Bauckloh (zwischen Werdohl und Plettenberg) besteht der schärfste Gegensatz. Der Gipfel der Falkenlei, der hier die Wasserscheide trägt, besitzt einen Abstand von 0,75 km von der Lenne, von 22 km von der

Ruhr. Diese Entfernungen verhalten sich etwa wie 1:30. Von hier ab bis zur Einmündung der Lenne in die Ruhr verbleibt die Wasserscheide in ihrer einseitig verschobenen Lage.

Die Grenze zwischen dem Lenne- und dem Volmegebiet beginnt bei Meinerzhagen und läuft in nordnordwestlicher Richtung über Lüdenscheid. Auch sie hält sich durchweg etwas näher der Volme als der Lenne, wenn auch die Gegensätze nicht so ausgesprochen sind. Nur bei Delstern haben wir einen örtlichen Extremwert, nämlich 0,3 km Entfernung von der Volme gegenüber 3,3 km von der Lenne.

In engem Zusammenhange mit der exzentrischen Lage der Wasserscheiden stehen bedeutende Unterschiede in der Größe der Einzugsgebiete bezüglich ihrer Verteilung auf die rechte und linke Seite (auf Tafel IX durch die Verteilung von schwarz und weiß veranschaulicht). Sie mögen durch einige Zahlenverhältnisse wiedergegeben werden:

Im Möhnegebiet verhält sich nach einer Ausmessung mit dem Planimeter der nach rechts entfallende Teil des Einzugsgebietes zu dem auf der linken Seite

wie 1 : 2,86,
bei der Lenne wie 1 : 2,91,
bei der Volme wie 1 : 2,61,
bei der Ruhr selbst wie 1 : 3,24.

Faßt man für einen Augenblick die Möhne als den Oberlauf der Ruhr auf, so erhält man sogar ein Verhältnis von 1 : 8,12!

Bei solchen Gegensätzen ist es selbstverständlich, daß Ruhr, Möhne, Lenne, Volme den überwiegenden Teil ihrer Nebenflüsse — die größeren überhaupt nur — von links her empfangen.

Der Möhne strömen auf ihrer rechten Seite nur einige unbedeutende Rinnsale zu. Von links her empfängt sie dagegen die Glenne, Wester und Heve, — alles größere Bäche mit ausgedehntem Sammelgebiet.

Genau dasselbe ist bei der Ruhr der Fall. Auch hier finden wir auf der rechten Seite nur kurze Bäche. Die Möhne nimmt als Nebenfluß von rechts geradezu eine Ausnahmestellung ein. Sämtliche übrigen Nebenflüsse und größeren Bäche kommen von links.

Die Lenne ihrerseits empfängt ebenfalls ihren Hauptzufluß von links her (Hundem, Bigge, Else, Verse usw.) ebenso wie die Volme ihren einzigen größeren Nebenfluß, die Ennepe.

Zusammenfassend können wir also das Ergebnis unserer rein räumlichen Betrachtung des Ruhrnetzes folgendermaßen formulieren:

1. Die Art seiner Zusammensetzung (abgesehen vom Unterlauf) aus einzelnen Teilstrecken mit einheitlichen Durchschnittsrichtungen,
2. das Auftreten der Wasserscheiden bei den größeren Flüssen rechts in unmittelbarer Nähe, links in größerer Entfernung und im Zusammenhange damit
3. die mehrfache Überlegenheit der Einzugsgebiete auf der linken Seite über die der rechten Seite (oder mit anderen Worten: das Einströmen des Hauptzuflusses von links her bei Ruhr, Möhne, Lenne, Volme)

kennzeichnen die Eigenart der Ruhrhydrographie.

Wie diese Anlage des Netzes entwicklungsgeschichtlich zu erklären ist, — dieser Frage nachzugehen wird bei dem gewaltigen Anteil, den die Talformen unseres Gebietes an der Ausgestaltung des Landschaftsbildes nehmen, eine Hauptaufgabe unserer späteren Ausführungen sein. —

Wir wenden uns nunmehr der eigentlichen Oberflächengestaltung, den Landformen, zu.

c) Die Oberflächengestaltung.

Wandert man aus der weiten, vielfach Parklandschaftscharakter tragenden Ebene des Beckens von Münster nach S. und erreicht in gemächlichem Anstiege die Höhe

der Haar und damit die Grenze des Ruhrgebietes, so eröffnet sich vor uns eine vollständig neue Welt.

Ein lebhaftes Relief von bewaldeten, kulissenartig gruppierten Bergzügen steht vor unseren Blicken, und gleich vor uns im Tale windet sich auf grüner Aue die Möhne oder die Ruhr. Mit seltener Schärfe trennt hier der Höhenzug der „Haar" zwei für das mitteleuropäische Relief grundlegende Landschaftstypen: Norddeutsches Flachland und mitteldeutsches Gebirge.

„Mittelgebirgslandschaft" ist jedenfalls der allgemeinste Ausdruck für die Gesamtheit der Oberflächenformen des Ruhrgebietes.

Wie ein Blick auf jede Höhenschichtenkarte zeigt, dacht sich die Landschaft im Flußbereich der Ruhr von SO., wo wir Höhen von über 840 m antreffen (Langenberg bei Niedersfeld 843,1 m, Kahler Asten 840,7 m) allmählich nach NW. hin ab. Den niedrigsten Punkt bildet der Ruhrspiegel an der Mündung in den Rhein mit etwa 20 m über dem Meere.

Dazwischen dehnt sich eine Landschaft aus, die in scheinbar regelloser Weise und in buntester Mannigfaltigkeit sich aus Bergrücken, Kuppen, grob gegliederten Höhenzügen, geschlossenen Abfällen und plateauartigen Formen zusammensetzt und die durchzogen wird von bald flachen, dellenartigen, bald schroff eingeschnittenen Talungen.

Aber ein einheitlicher Zug beherrscht alle diese Formen! Steigt man auf einen der höheren Gipfel und hält Umschau, so ist man häufig enttäuscht. An Stelle eines wild bewegten Gebirgspanoramas, das man erwartet, beobachtet man, wie sämtliche Hänge, die, von den Talsohlen aus gesehen, den Eindruck eines imponierenden Gebirges vortäuschen, sich nach dem Horizonte zu zu einer kaum merkliche Unterschiede zeigenden Niveaulinie zusammenfügen.

Und andererseits: Wandert man über die eintönigen Plateauflächen, wie sie etwa auf den Höhen im Umkreise

von Altena auftreten (s. Fig. 5, S. 129), so steht man oft unvermutet vor einem tief eingeschnittenen, lärmerfüllten Tale, in dem Industrie, Verkehr und Bevölkerung auf engstem Raume zusammengedrängt sind.

In solchen Gebieten drängt sich ganz von selbst der Gedanke auf, daß es sich hier wie auch sonst im Rheinischen Schiefergebirge — um mit Penck zu reden — wesentlich bloß um ein taldurchfurchtes Plateau handelt, — ein Plateau, dessen Reste bald mehr, bald weniger deutlich noch zu erkennen sind. —

Weithin geschlossene Gebirgszüge, die das Ruhrgebiet in deutliche Unterprovinzen teilen könnten, treten als solche nicht auf. Nur gegen das übrige Schiefergebirge und das Becken von Münster ist unser Gebiet durch zusammenhängende Höhenzüge abgeschlossen.

Im Südosten trägt das sog. „Rothaargebirge" die Wasserscheide. Es entwickelt sich aus dem hoch gelegenen Hügellande der „Ederkopfplattform" (82, 719), trägt in seinem mittleren Teile (etwa vom Milsenberg bis zum Astenberg = 30 km) den Charakter eines Kammgebirges und geht nach NO. hin ohne schärfere Grenze in die „Winterberger Hochfläche" über. Seine bedeutende Erhebung — mittlere Gipfelhöhe 701 m, mittlere Kammhöhe 688,7 m nach Rohleder (93, 17) — und das Fehlen von Pässen — die mittlere Schartung beträgt nur 24,7 m gegen z. B. 51 m im Thüringer Wald! — machen es von alters her zu einer der wichtigsten natürlichen Stammes- und Siedlungsgrenzen Westdeutschlands.

„Nördlich wohnen Sigambrer, Westfalen mit niederdeutscher, südlich Chatten, Franken, Nassauer mit hochdeutscher Sprache" (98, 543); nördlich herrscht der altsächsische, südlich der mitteldeutsche Gehöfttypus (86, 3. Sonderkarte). Seit dem Vertrage von Verdun (843) blieb es jahrhundertelang die Grenze zwischen den Herzogtümern Westfalen und Franken. Verkehrsgeographisch empfindet man das Gebirge als ein unerfreuliches Hindernis. Erst seit kurzer Zeit wird es von zwei Nebenbahnen (Bestwig—

Winterberg—Frankenberg und Altenhundem—Erndtebrück), abgesehen von der die Ederkopfplattform kreuzenden Strecke Kreuztal—Marburg, überschritten. —

Gegen das Becken von Münster ist das Ruhrgebiet durch den zwar relativ niedrigen, aber 70 km lang geschlossen dahinziehenden Damm der „Haar“ (auf Karten auch oft als „Haarstrang“ eingetragen, ein Ausdruck, der im Volke weniger gebräuchlich ist) scharf abgegrenzt, der ebenfalls nur von Nebenbahnen gekreuzt wird. Die einzige Ausnahme besteht bei Schwerte, wo die Haar örtlich weiter von der Ruhr zurücktritt und von der Hauptlinie Schwerte—Unna in einem Tunnel durchfahren wird.

Im SW. verläuft die Wasserscheide auf einem recht wenig gegliederten, plateauartigen Rücken, der ebenfalls schon in frühester Zeit politische Grenzen getragen hat. (Nach dem Vertrage von Verdun zwischen den Reichen Lothars und Ludwigs, dann zwischen Westfalen [Hzm. Sachsen] und Hzm. Nieder-Lothringen, später zwischen der Grafschaft Mark und dem Hzm. Berg, 1795 französisch-preußische Demarkationslinie, heute — annähernd — Grenze zwischen Westfalen und Rheinland.)

Diese drei Bergzüge scheiden das Ruhrgebiet ausgesprochen scharf von seiner Umgebung. —

Von den wenigen selbständigen Gebirgskörpern innerhalb seines Bereiches ist zunächst das Ebbegebirge zu nennen, das sich als isolierter, fast ungegliederter Gebirgsrücken sö. von Lüdenscheid etwa 10 km lang von WSW. nach ONO. erstreckt und weithin sichtbar[1]) seine Umgebung um 150—200 m überragt.

Ein Gegenstück dazu auf der rechten Lenneseite bildet der Höhenzug des „Homert“, ähnlich ungegliedert und über seine Nachbarschaft erhoben.

(Der auf Karten vielfach zu findende Name „Lennegebirge“ ist ein Sammelbegriff für das ausgedehnte Gebirgsland, das sich auf der rechten Seite der Lenne etwa

1) Die Aussicht von der Nordhelle [663,3 m] reicht nach N. bis weit ins Münsterland, nach SW. bis zur Eifel.

von Altenhundem bis Werdohl erstreckt. Seine Abgrenzung ist nur nach der Lenne hin bestimmt und eindeutig. Wir betrachten es später geographisch zweckmäßiger als aus zwei, durch die Wasserscheide zwischen Lenne und Ruhr geschiedenen Formengruppen zusammengesetzt.

Ein kleines, aber gegenüber seiner engeren Umgebung gut hervortretendes Bergland stellt das sog. „Ardey" zwischen Witten und Schwerte dar, nach N. hin scharf gegen die Niederungen des Beckens von Münster, nach W. und S. gegen das Ruhrtal abgesetzt, über das es sich bis zu 180 m erhebt.

Endlich wollen wir noch an der oberen Ruhr die Kette der vier bedeutenden Massive des Bastenberges (745 m), Dörnberges (732 m), Wiedeggenberges (732 m) und Olsberges (Heidkopf 715 m — diese Zahlen bringen eine auffallende Konstanz der Gipfelhöhen zum Ausdruck —) anführen, die sich von der Hennegegend bis zum Gierskoppbach erstrecken und durch die über 360 m tief eingeschnittenen Täler der Valme, Elpe und Ruhr getrennt sind.

Damit haben wir die Höhenzüge, die im Relief des Ruhrgebietes eine einigermaßen selbständige Rolle spielen, in der Hauptsache schon hervorgehoben. —

In viel höherem Grade als die Bergzüge bestimmen die Täler die großen Linien der landschaftlichen Gliederung unseres Gebietes.

Wenden wir uns zunächst dem Haupttal, dem der Ruhr, zu.

Die Ruhr entspringt als schwaches Wässerchen an der NO.-Seite des „Ruhrkopfes", einer niedrigen Kuppe unweit Winterberg. Sie rinnt diesen Hang hinab und mündet (nach etwa 150 m Entfernung von der Quelle) im rechten Winkel in einen von SO. nach NW. ziehenden, breiten und flachen, durchweg etwas versumpften Talzug ein, dem sie dann weiter nach NW. und N. hin folgt.

Oberhalb der Einmündung des Ruhrrinnsales ist diese Talung so gut wie wasserlos. Wenn wir darin aufwärts

wandern, so erreichen wir in sanfter Steigung schon nach wenigen Minuten ihren höchsten Punkt und damit zugleich die Wasserscheide zwischen Ruhr- und Edergebiet, die demnach hier den Charakter einer Talwasserscheide trägt (Taf. IV, Abb. 1 und Fig. 1).

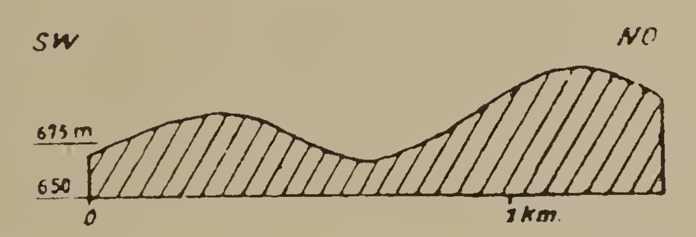


Fig. 1. Gestalt der Talwasserscheide an der Ruhrquelle.
Länge : Höhe = 1 : 5.

Verfolgen wir unseren Talweg weiter ins Edergebiet hinüber, so folgt zunächst eine kurze Strecke sanftes Gefälle, dann plötzlich ein jäher Absturz ins Tal der Orke bei Elkeringhausen (Fig. 2).

Talwasserscheide zwischen
← Ruhrgebiet u. Edergebiet →

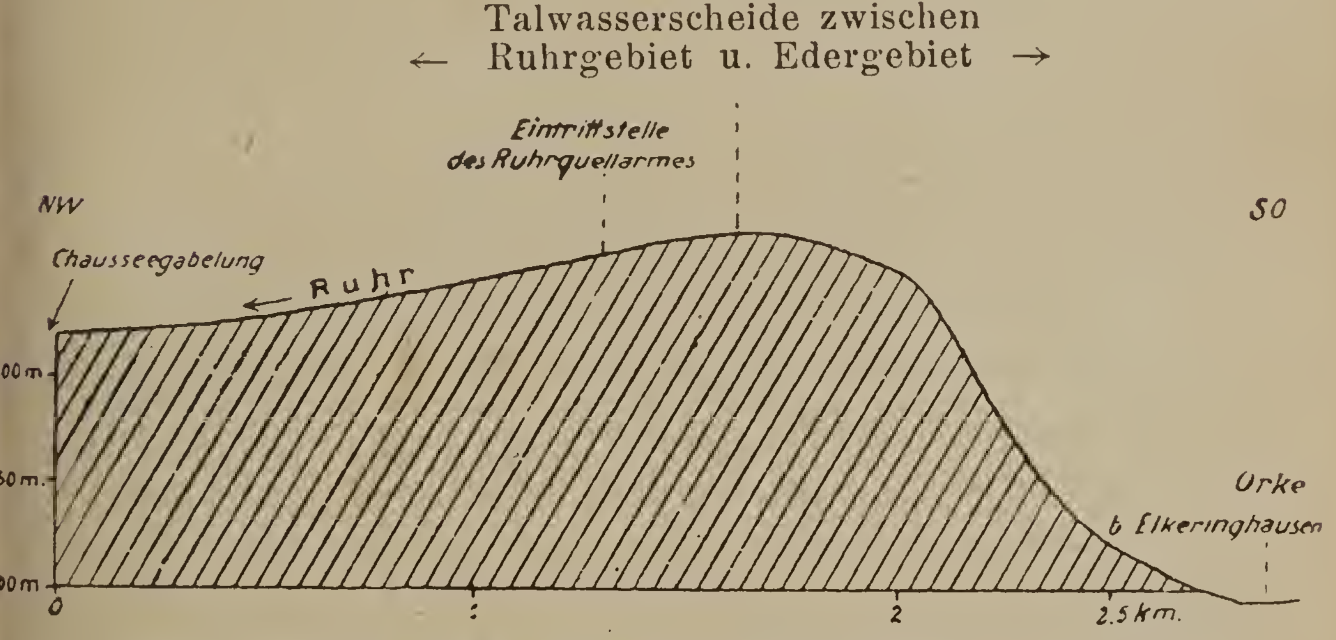


Fig. 2. Längsprofil des obersten Ruhrtales (bis zum Abfall des Talzuges zur Orkeschlucht).
Länge : Höhe = 1 : 5.

Vergleichen wir nun die Oberflächenformen in den beiden zusammenstoßenden Flußgebieten! Auf der Seite der Ruhr hatten wir ein breites Muldental innerhalb einer Landschaft ganz niedriger Kuppen und Hügel, — auf der Seite der Orke sehen wir in schärfstem Gegensatz dazu:

tief eingeschnittene, steilwandige, gefälls- und wasserreiche Kerbtäler und zwischen diesen die Reste der unversehrten Winterberger Hochfläche! (Taf. IV, Abb. 2).

Wandern wir jetzt ruhrabwärts, so beobachten wir, wie sich das Ruhrtal sehr rasch eintieft und sich oberhalb Olsberg (18 km von der Quelle) zu einem imponierenden, über 360 m tief eingeschnittenen V-Tal entwickelt (Fig. 3). Hiermit endet der nordwärts gerichtete Oberlauf.

Die Strecke von Olsberg bis Nuttlar kann man als „Diagonaltal" bezeichnen. Die Ruhr fließt den hier durchziehenden Bergrücken eine Zeitlang parallel, um sie dann quer zu durchbrechen. Dies wiederholt sich einige Male. Dabei bleibt die Durchschnittsrichtung SO.-NW.

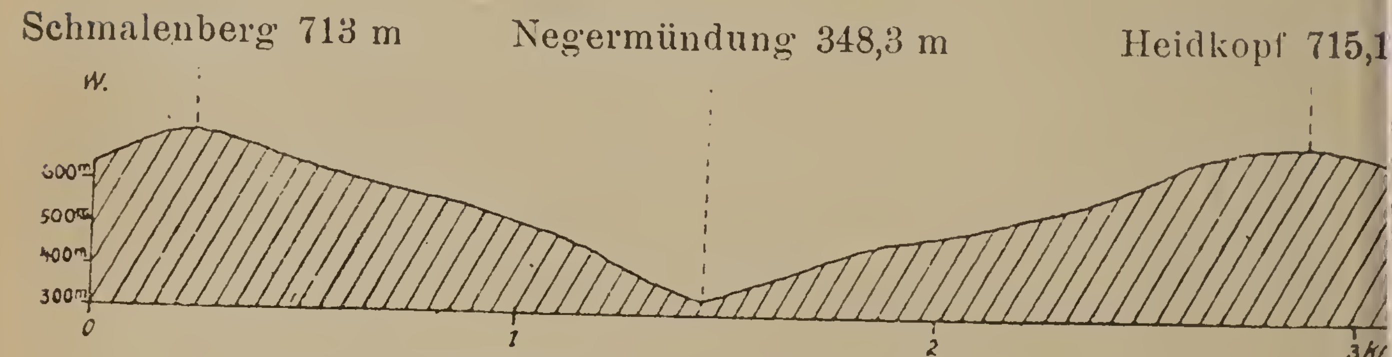


Fig. 3. Querprofil des oberen Ruhrtales (V-Form) oberhalb Olsberg.
Länge und Höhe in gleichem Maßstabe.

Die nun folgende, schnurgerade Talstrecke von Nuttlar bis Meschede sehen wir in Taf. IV, Abb. 3 vor uns. Sie ist geradezu das Modell eines typischen Längstales, das hinsichtlich seiner prachtvoll gleichmäßigen Formen überhaupt im ganzen Schiefergebirge seinesgleichen sucht. Parallele, ebenfalls von ONO. nach WSW. verlaufende Züge mächtiger, scharf gezeichneter Kuppen und Rücken begleiten es im N. und S. (Fig. 4).

Von Meschede bis Wennemen bewegt sich die Ruhr wiederum in einem Diagonaltale, das die hier auftretenden Kuppenzüge bald quer durchbricht, bald die dazwischen liegenden Senken benutzt.

Wir gelangen jetzt in den nw. gerichteten Teil des Talzuges von Wennemen bis Waltringen (unterhalb Ne-

heim). Gleich beim Beginn dieses Abschnittes treten uns sehr bewegte Erosionsformen entgegen. Die bedeutenden Bergrücken, die hier von SW. nach NO. dahinziehen, werden von der Ruhr von Wennemen bis Glösingen in großen, etwas eckig geformten Talmäandern durchbrochen. Dabei sind die von der Ruhr umflossenen Bergsporne als Gleithänge ausgebildet und auf ihrer flußaufwärts gerichteten Seite schon ziemlich stark angeschnitten. Ihnen gegenüber stehen gewaltige Prallhänge von z. T. außerordentlicher Steilheit. (Der Freienohl gegenüberliegende, etwa 180 m hohe Prallhang am „Küppel" hat einen Böschungswinkel von 45°.)

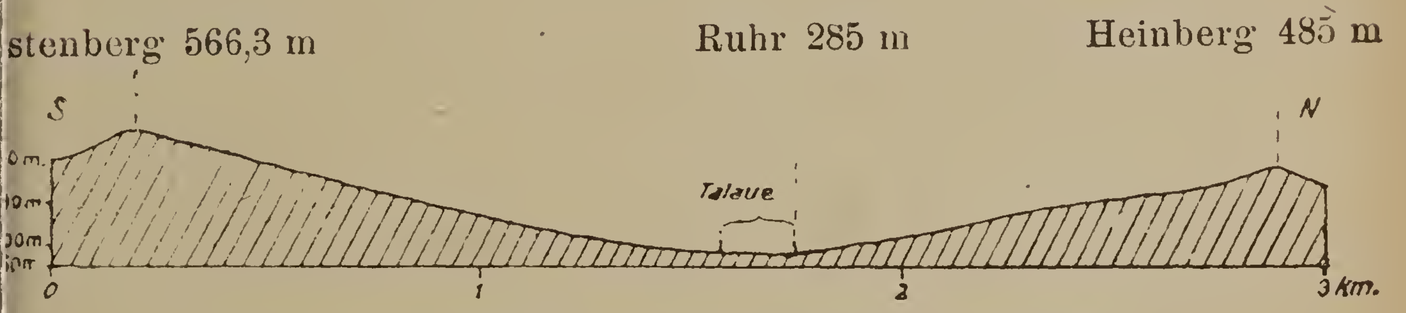


Fig. 4. Querprofil des Ruhrlängstales bei Nuttlar.
Länge und Höhe in gleichem Maßstabe.

Erwähnenswert ist weiter unterhalb die auffällige, lange, schmale Schlinge, auf deren stark erniedrigtem, nach S. gerichtetem Sporn der Regierungssitz Arnsberg in reizvoller Lage erbaut ist (Taf. V, Abb. 1).

Das Wachsen der Talaue an Breite und die Gefällsabnahme des Flusses zeitigen hier zum ersten Male deutlich die Erscheinung, daß der Fluß nicht mehr unmittelbar einem Prallhange seines Tales (hier am Alten Berge) sich anschmiegt.

Von Bruchhausen bis Hüsten bewegt sich die Ruhr überhaupt ganz frei auf ihrem Talboden, der in einer Breite von 800 m geradlinig nach NW. dahinzieht. Erst von der Mündung der Möhne an, und wahrscheinlich durch deren Stoßkraft einst hervorgerufen, beginnt auch der Talboden wieder leicht zu pendeln.

Bei Waltringen und Ölinghausen erreicht der Fluß

seinen nördlichsten Punkt (unter $51^1/_2{}^0$ N.). Hier trifft die Ruhr zum ersten Male die „Haar“, jene 70 km lange, landstufenartig zur Ruhr hin abfallende Schwelle, die das Schiefergebirge vom Becken von Münster trennt. Auf die Tatsache, daß im Meridian der Umbiegungsstelle die Wasserscheide links mehr als 90 mal so weit entfernt liegt wie rechts, haben wir schon hingewiesen (S. 115/6).

Nach einer markanten Umbiegung, die an der Haar eine schwache Prallnische hervorgerufen hat, nimmt die Ruhr nunmehr bis in die Gegend von Wetter die Hauptrichtung WSW.

Das Tal bis Westhofen zeigt ein anderes Aussehen als bisher. Eine Talauenniederung von 1000 m Breite hat sich entwickelt, die sich aus sanft geschwungenen Einzelbögen zusammensetzt und auf der der Fluß in wahllosen Krümmungen dahinzieht.

Die umgebende Landschaft erscheint stark abgeflacht. Links und rechts des Talbodens sehen wir des öfteren Ebenheiten hingelagert, die mit Steilabfällen von einigen Metern Höhe gegen die Aue absetzen. Nördlich zieht die Haar als sanfte Schwelle parallel dem Tale. Höhere Bergzüge zeigen sich erst im S. in größerer Entfernung.

Bei Westhofen springen von N. her gewaltige Steilhänge gegen die Ruhr vor und leiten damit ein neues, wieder bewegtes Landschaftsbild ein. Von der Lennemündung bis zur Volmemündung und von hier bis Wetter beschreibt das Tal jedesmal einen scharfen größeren Bogen, der im N. von den mauerartig steilen Abfällen des Ardeygebirges eingefaßt wird.

Als eigenartige Bildung fällt der isolierte Kegel des Kaisberges auf.

Von Wetter bis Witten werden die von SO. nach NW. ziehenden Bergzüge des Ardey, das sich bis etwa 180 m über dem Ruhrspiegel erhebt, von dem malerischen Durchbruchstale des Flusses abgeschnitten. Die Breite der Talaue ist hier wieder wesentlich geringer und beträgt nur 300—600 m.

Von Witten an treten wir in den stark gewundenen Unterlauf der Ruhr ein. Der Charakter des Tales bleibt bis Mülheim fast derselbe. Auf der mäandrierenden, 500—1000 m breiten Aue bewegt sich die Ruhr, bald hier bald dort gegen die Talhänge prallend. Die umgebende Landschaft trägt fast plateauartige Züge. Nur im S. beobachten wir noch eine Anzahl kleinerer, einander paralleler Bergrücken. In diese Landschaft ist das Ruhrtal bei Herbede etwa 120 m, bei Mülheim noch etwa 80 m tief eingeschnitten. Hier bei Mülheim tritt die Ruhr aus dem Berglande aus und fließt die wenigen Kilometer bis zur Mündung (am Ruhrorter Hafen) in der Niederrheinischen Ebene. —

Das Möhnetal entwickelt sich aus der Hochfläche von Brilon und trägt zunächst den Charakter einer breiten, flachen Talmulde, tieft sich aber rasch ein und erstreckt sich bis Rüthen als idyllisches, von tannenbestandenen Bergen eingerahmtes Waldtälchen nach NW. Von Rüthen bleibt die allgemeine Richtung des Tales die ostwestliche, und sein morphologischer Charakter bleibt ebenso fast ungeändert. Nördlich der Möhne zieht sich die waldlose Haar entlang, an deren südlichem Abfall sich überall ein deutlicher Geländeabsatz erkennen läßt.

Südlich des Flusses dehnt sich bis weit nach S. der Arnsberger Wald, eine von S nach N. sich abdachende Landschaft, die nur durch die Möhnezuflüsse schwach in niedrige Bergzüge aufgelöst ist. Aus diesem Gebiet strömen der Möhne ihre sämtlichen größeren Zuflüsse entgegen, da der Flußlauf ganz am nördlichen Rande seines Einzugsgebietes liegt.

Von Rüthen bis Allagen besitzt das Möhnetal eine geradlinig verlaufende, 500 m breite Aue. Von da ab bis Völlinghausen tritt eine plötzliche Verengung des Tales auf 200 m und starke Serpentinenbildung auf. Prall- und Gleithänge wechseln regelmäßig mit einander ab. Von Völlinghausen an ist dann das (jetzt überstaute) Tal wieder breiter und von schärferen Windungen frei. Bei Nieder-

ense schlägt die Möhne südwestliche Richtung ein und mündet nach einigen Kilometern Laufes in die Ruhr. —

Die Lenne entspringt an der Westseite des Kahlen Astenberges. Sie besitzt sehr bald ein tief eingeschnittenes Engtal von ganz bedeutendem Ausmaß, in dem sie bis Altenhundem in WSW.-Richtung fließt. Nur bei Schmallenberg und Gleidorf tritt eine starke Verflachung der Talhänge im Verein mit einer allgemeinen Erniedrigung der umgebenden Landschaft ein. Die von S. vom Rothaargebirge her zufließenden Bäche wie Latrop, Untrop usw. besitzen sehr tiefe und steilwandige Kerbtäler. Eine Berglandschaft von grober, massiger Gliederung begleitet den über 300 m tief eingeschnittenen Lennelauf bis Altenhundem.

An diesem Punkte biegt der Fluß nach NW. um und behält diese Durchschnittsrichtung trotz aller Komplikationen im einzelnen bis zur Mündung mit auffallender Beharrlichkeit bei.

Die Länge dieses nach NW. gerichteten Abschnittes beträgt in der Luftlinie etwa 53 km(!).

Der Grundzug des Tales ist überall der gleiche: tief eingeschnitten, steilwandig, eng, stark gewunden.

Was die erstere Eigenschaft betrifft, so fällt auf, daß die das Lennetal begleitenden Höhen von Altenhundem bis Grevenbrück abnehmen. Von hier ab bis Finnentrop liegen sie kaum noch 100 m über dem Lennespiegel. Weiter abwärts schwellen sie bald wieder zu großartigen Gebirgshängen an. Das Massiv des „Heiligen Stuhles" ragt z. B. 360 m (relativ) empor. Nach Werdohl zu tritt eine unverkennbare Höhenabnahme ein. Hier beträgt die Höhe der Umgebung etwa 260 m (Fig. 5).

Bei Altena findet wieder ein Anwachsen auf 330 m (relativ) statt.

Von Hohenlimburg endlich fließt die Lenne in flachem Hügellande bis zur Mündung.

In einem gewissen Zusammenhange mit diesen Hö-

henverhältnissen steht die Zahl und Größe der Windungen sowie z. T. auch die Breite der Talsohle.

Die Strecke Grevenbrück-Finnentrop ist z. B. verhältnismäßig geradlinig, ebenso die von Eiringhausen bis oberhalb Werdohl, während die dazwischen liegenden, von größeren Höhen begleiteten Strecken stärkere Neigung zu Serpentinen zeigen.

Die größten Gegensätze dieser Art zeigt das Lennetal bei Altena und bei Berchum-Halden; dort tief, scharf eingeschnitten, stark gewunden, eng, fast ohne Aue, — hier die Höhen abgeflacht, eine Talaue von 800 m Breite und geradem Verlaufe, auf der der Fluß in „freien“ Mäandern ruhig dahinzieht. —

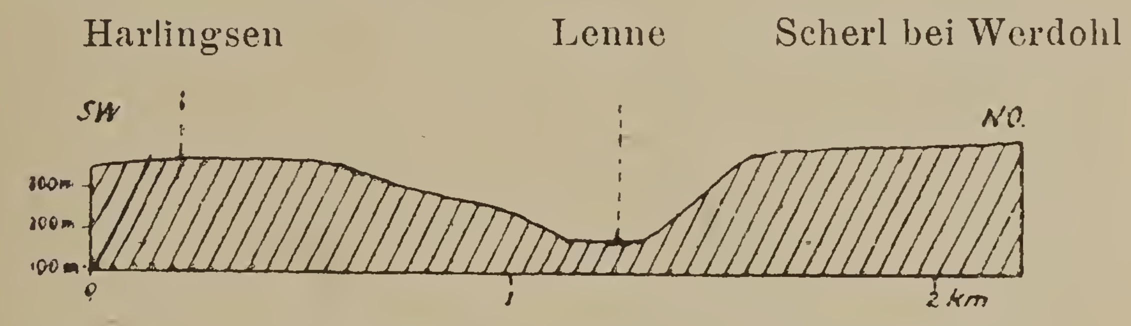


Fig. 5. Querprofil des Lennetales unterhalb Werdohl.
Scharf zerschnittenes Gebirgsland, die Höhen auf beiden Seiten des Tales tragen deutlichen Plateaucharakter.
Länge : Höhe = 1 : 5.

Ähnlichen Charakter wie das Lenne- hat das Volmetal. Auch hier haben wir ein tief eingeschnittenes Mäandertal, das eine ebenfalls einheitliche Durchschnittsrichtung und zwar von SSO. nach NNW. innehält. —

Wo die übrigen größeren Nebentäler keine nennenswerten Gesichtspunkte bieten, können wir uns kurz fassen.

Die ins Ruhrlängstal von S. her einmündende Elpe, Nuhne und Henne zeigen ähnliche Talformen wie die südnord gerichtete Strecke des oberen Ruhrtales. Auch sie durchbrechen in fast geradlinigen großartigen Engtälern das Bergland.

Bei der Wenne verdient das Quellgebiet besondere Beachtung. Es bildet eine Niederung, die durchschnittlich 200 m tiefer liegt als das umgebende Gebirgsland

und sich von diesem durch die verschiedene Oberflächengestaltung wirkungsvoll abhebt. Einen guten Blick über diesen landschaftlichen Gegensatz hat man vom Gipfel des Berenberges (bei Fleckenberg) aus:

Während die Lenne und ihre Zuflüsse meist mehrere 100 m tief eingeschnittene und durch gewaltige Rücken von einander getrennte Täler besitzen, überblicken wir hier eine flach gewellte, von breiten Talmulden durchzogene Ebenheit, die sich mit ihren Ackerbauflächen noch besonders deutlich aus der mit Hochwald bestandenen Umgebung heraushebt.

Das Röhr-Flußgebiet beginnt in seinem Oberlaufe im Osten mit bedeutenden Gebirgstälern, an die sich weiter westlich eine flachere Landschaft anschließt. Auf seinem Mittellaufe eine allgemeine Depression durchziehend, ist es lokal von Hachen bis Müschede wieder schärfer eingeschnitten.

Der Hönnelauf bewegt sich in seinem obersten Teile in einer breiten und flachen Talform. Das weithin berühmte und viel besuchte Mittelstück hat dagegen die Gestalt einer 60 m tief in das Plateau der Umgebung eingeschnittenen engen Spalte mit z. T. absolut senkrechten Wänden (siehe Fig. 8, S. 172). Der Unterlauf von Rödinghausen an ist plötzlich wieder normal: breite Aue, flachere Hänge.

Zum Schlusse betrachten wir noch das Gebiet der Bigge, des größten Nebenflusses der Lenne.

Wir fahren von der bekannten Schnellzugstation Betzdorf (bei Siegen) nach N. bis Freudenberg und wandern von hier aus weiter nach NW. Es umgibt uns ein reichgegliedertes Gebirgsland, mit dunklem Hochwald bedeckt. Unter starkem Gefälle gehen die Bäche zu Tal, und Bahn wie Landstraße winden sich in Serpentinen hinauf bis zur Wasserscheide gegen das Ruhrgebiet (Fig. 6). Sobald wir letzteres betreten, ändert sich das Landschaftsbild mit einem Schlage: Man glaubt sich förmlich in einen Teil des norddeutschen Flachlandes versetzt!

In einer sumpfigen, mit Gräsern, Heidekraut und Birken bestandenen Niederung schleicht als unbedeutendes Rinnsal die Bigge dahin, krause Wiesenmäander beschreibend und beiderseits von breiten, flachen Hügeln begleitet, die sich höchstens 100 m über den Bach erheben.

So bildet auch hier (ähnlich wie bei Winterberg) die Wasserscheide eine genaue Grenze zwischen dem lebendigen Relief der Siegtäler und der eintönigen Flachlandschaft des oberen Biggegebietes.

Langsam tieft sich die Bigge ein. Von Olpe an in stark gekrümmten, eingesenkten Mäandern fließend erreicht sie nach längerem Laufe die Lenne bei Finnentrop.

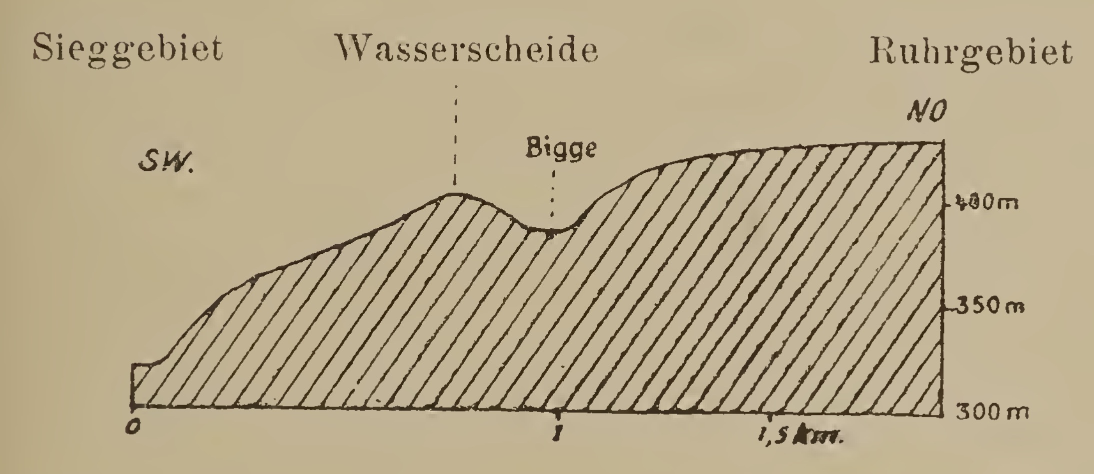


Fig. 6. Querprofil der Wasserscheide zwischen Ruhr- und Sieggebiet unweit der Biggequelle.

Länge : Höhe = 1 : 5.

Gegensätze, wie die eben erwähnten, zwischen flach getaltem Hügelland und scharf zerschnittenem Gebirgsland sind im Bereiche des Schiefergebirges ziemlich häufig, so daß die Frage nach der räumlichen Verteilung jeder dieser beiden Kategorien hohes geographisches Interesse gewinnt. Wir müssen aber dabei im Auge behalten, daß das ganze Gebirgsland sich nach N. hin abdacht, daß also in den nördlichsten Teilen von vornherein keine tiefzertalten Gebiete zu erwarten sind. Ferner müssen solche Formen Eigenschaften eines ausgedehnteren Gebietes sein. Lokale Vorkommen, die überall auftreten können, wollen wir außer Betracht lassen.

Wir wenden uns zunächst den (meist hochgelegenen) Landschaften mit niedrigen Hügeln und breiten Talmulden zu (s. Taf. IV, Abb. 1 und Taf. X).

Hierher gehört vor allem das obere Biggegebiet, — eine hochgelegene Hügellandschaft, halbinselartig hineinragend in das tiefzertalte, in einzelne Bergrückenzüge aufgelöste Sieggebiet. Ähnlich wie K. Oestreich von einer Ederkopfplattform spricht, können wir hier von einer „Biggeplattform“ reden. Während nach S. diese Landschaft durch die Wasserscheide gegen die Sieg scharf abgeschnitten wird, geht sie nach N. und NO. hin unmerklich in mehr bergige Formen über. Gebiete von ähnlicher Oberflächengestaltung finden sich in geringer Ausdehnung bei Rahrbach und südlich von Silberg in Hundemgebiet, ferner in der Umgebung der Ruhrquelle vom Kahlen Astenberge bis zum Hillekopf.

Im N. findet man diesen Typus in weiter Verbreitung im Arnsberger Walde entwickelt, der ihm in seinem südlichen Teile fast ganz angehört.

Schließlich treffen wir ihn noch gelegentlich im Quellgebiet der Röhr- und Wennezuflüsse und der Hönne.

Ein Blick auf die Karte (Taf. X) zeigt, daß die Verbreitung dieser Geländeform eine gewisse Gesetzmäßigkeit zum Ausdruck bringt.

Es ist nämlich bis zu einem bestimmten Grade der Quellgebietstypus der von S. nach N. fließenden Gewässer des Ruhrgebietes. —

Prüfen wir die zweite Kategorie auf ihre Verbreitung, so können wir wieder zwei Untergruppen unterscheiden, je nachdem in dem scharf zerschnittenen Gebirgsland die zwischen den Tälern auftretenden Gebirgsstücke in der Gestalt ihrer Kulminationsfläche Rückencharakter oder Plateaucharakter aufweisen.

Der ersten Gruppe weisen wir die infolge der tiefen Zertalung gewaltig in die Erscheinung tretende Gebirgslandschaft südlich des O.—W. gerichteten Abschnittes der oberen Ruhr zu. Auch einen größeren Teil des Wenne-

und Röhrgebietes hat man hierher zu rechnen. Das Lennegebiet gehört ebenfalls in der Hauptsache zu dieser Gruppe, insbesondere oberhalb von Altenhundem nach O. hin.

Die andere der beiden ausgeschiedenen Kategorien — scharf zerschnittenes Gebirgsland mit „Zwischentalplatten“ (84, 24) — hat ihr Verbreitungsgebiet hauptsächlich in der Umgebung von Altena. Es läßt sich dort durch eine Linie von folgendem Verlaufe abgrenzen: Hagen—Iserlohn—Balverwald—Werdohl (Fig. 5, S. 129) — Lüdenscheid—Gevelsberg—Hagen.

Ein ausgezeichneter Überblick über eine charakteristische Partie dieser Formengattung bietet sich vom Schwarzenberge bei Altena. Vor sich erblickt man überall die tief eingeschnittenen Täler der Lenne und ihrer Zuflüsse, hoch oben zwischen den einzelnen Taleinschnitten und gegen diese scharf abgesetzt dehnen sich die beackerten Plateauflächen aus.

Betrachten wir einmal die Höhenlage der einzelnen Plateaustücke! Aus 365 m Meereshöhe im W. bei Vörde steigen sie bei Zurstraße und Breckerfeld auf 400 m, bei Wiblingwerde auf 450 m (örtlich bis über 500 m im „Walde“ nördlich des Nettetales). Östlich der Lenne ist ein weiteres Ansteigen zu verzeichnen. Zwischen Evingsen und Garbeck liegen die Reste des Plateaus in 500 m, um schließlich im Balverwaldmassiv mit 546 m zu kulminieren. Diese Zahlen liefern den besten Beweis dafür, daß hier ehemals ein einheitliches Plateau vorhanden gewesen sein dürfte, das nach O. hin gleichmäßig sanft anstieg.

Ähnliche Formen, aber nicht mehr mit ganz so deutlichen Plateauflächen, finden wir auch in Ardey zwischen Witten und Schwerte gelegentlich („auf dem Schnee“ z. B.) entwickelt.

An der unteren Ruhr dagegen treten sie wieder in typischerer Weise und in größerer Ausdehnung auf.

Bei Bommerholz, bei Sprockhövel, vor allem aber bei Velbert treffen wir derartige Flächen, die durch die

südlichen Nebenflüsse der Ruhr zu einzelnen Partien aufgelöst sind.

Aus unseren Betrachtungen ergibt sich für die Nebenflußgebiete die außerordentlich wichtige Tatsache, daß ein großer Teil von ihnen ein flachhügeliges Quellgebiet, dagegen einen tief eingeschnittenen Unterlauf besitzt, — ein Verhalten, das also genau im Gegensatz zu dem steht, was wir sonst bei Flüssen normalerweise zu sehen gewohnt sind.

Außer den eben behandelten beiden Landschaftstypen können wir noch eine dritte Kategorie von wich-

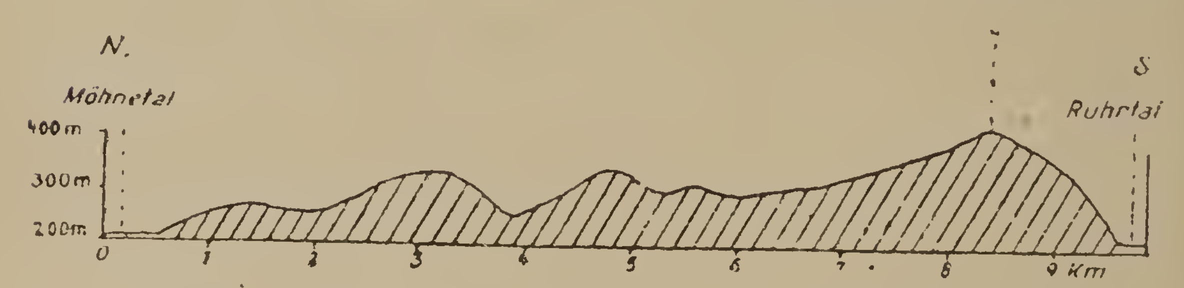


Fig. 7. Querprofil durch den Arnsberger Wald.

Möhnetal [Bhf. Wamel] — Ruhrtal [Brumlingsen unterhalb Freienohl]. Exzentrische Lage der Wasserscheide, Steilabfall von der Wasserscheide zur Ruhr.

Länge : Höhe = 1 : 5.

tigeren, in größerer Verbreitung im Ruhrgebiet auftretenden morphologischen Bildungen aufstellen: die der einheitlich geschlossenen, z. T. landstufenartigen Hänge.

Der südliche (vor allem der südwestliche) Teil des Arnsberger Waldes z. B. sinkt von der Wasserscheide zwischen Ruhr und Möhne (orographisch durchaus ähnlich den Steilabfällen der Jurastufen in Schwaben) in einem im ganzen zwar geschlossenen, aber durch gefällsreiche, kurze Bäche doch ziemlich zertalten Hange von etwa 200 m Höhe zur Ruhr hin ab (Fig. 7, Taf. IV, Abb. 4 und Taf. X).

Nördlich des Ruhrlängstales sind diese Verhältnisse nicht mehr so einfach infolge geologischer Einflüsse. Je-

denfalls aber ist die Durchschnittsböschung von der Wasserscheide zur Ruhr etwa dreimal größer als die zur Möhne.

In genau entsprechender Weise wird der enge Raum zwischen der Ruhr—Lenne-Wasserscheide und dem Lennelaufe von einer derartigen steilen Wand eingenommen, die sich erst im S., in der Fretter- und Elspegegend, wo sich die Wasserscheide von der Lenne entfernt, zu einer formenreicheren Landschaft auflöst.

Auf der rechten Seite der Volme ist ein solcher Abfall nur gelegentlich entwickelt, je nach dem Abstand der Wasserscheide vom Flusse.

Die Haar endlich bildet nördlich der Möhne und Ruhr überhaupt eine echte Landstufe, die nach S. zum Möhne- und Ruhrtal — aber fast immer von einem Geländeabsatz unterbrochen — bedeutend steiler abfällt als nach N.

Die Gesetzmäßigkeit dieser Abfälle geht aus ihrem Auftreten auf der rechten Seite der betreffenden Flüsse hervor (Taf. X).

(Eine Vollbahn überwindet solche geschlossenen, weithin verfolgbaren, pässelosen Hänge nicht leicht, ohne dabei die Wirtschaftlichkeit ihrer Linienführung in Frage zu stellen. Infolgedessen begegnet ein Durchgangsverkehr im Ruhrgebiet von S. nach N. oder von SW. nach NO. ungemeinen Schwierigkeiten. Nur einige Nebenlinien erklettern an wenigen günstigen Punkten diese Hindernisse unter größerer Längenentwicklung.) —

Wir können die Oberflächengestaltung des Ruhrgebietes noch unter einem neuen Gesichtswinkel betrachten, indem wir von den Spezialformen der landschaftlichen Zergliederung ausgehen.

So wird der ganze nördliche Teil des Ruhrgebietes von einer Landschaft von Bergrücken gebildet, — bald kurzen und niedrigen, bald langgestreckten und hohen. Von vornherein fällt ihre einheitliche Richtung auf: Sie ziehen ausnahmslos einander parallel von SW. nach NO. (oder von WSW. nach ONO.). Besonders eigenartig ist

in dieser Beziehung die Gegend nordöstlich von Langenberg (im Rheinland), wo sich ganze Schwärme von kaum 1—2 km langen, dabei sehr schmalen, absolut gleichgerichteten Rücken ausbreiten[1]).

Aus Bergrücken, aber von viel massigerem Bau, setzt sich auch das Ardey zusammen (s. auch Fig. 11, S. 178).

Nördlich von Hagen bis in den Arnsberger Wald dehnt sich ebenfalls eine aus derartigen Formen zusammengesetzte Landschaft aus, die bald nur in schwachen Wellen dahinzieht, wie von Berchum bis Menden und im Arnsberger Walde, bald bedeutende Höhenformen aufweist wie östlich und westlich von Freienohl.

Ihre südliche Begrenzung finden diese Gruppen von Bergrücken durch ein schmales Band von steilen Kuppen oder Rücken, das sich vom unteren Lennetal aus (bei Elsey) bis in die Gegend von Brilon erstreckt. Ersteigen wir den Burgberg bei Letmathe, so erblicken wir im N. einen dreifachen Zug von kleinen Bergkuppen und Rücken (s. a. Fig. 9, S. 173), die sich durch ihre charakteristische, überall im Gelände leicht wiederzuerkennende Form von der Architektur der Umgebung sofort unterscheiden.

In geschlossener (später doppelter oder einfacher) Kette ziehen diese Kuppen nördlich an Iserlohn vorbei bis zum Hönnetal, wo sich ihr Zusammenhang vollständig löst. Ein Zweig sammelt sich und zieht nach O. weiter bis Arnsberg, ein anderer beginnt wieder bei Stockum, nimmt dann die Form eines hohen und schroffen geraden Rückens an und zieht südlich an Hellefeld vorbei bis zur Wenne bei Berge und von da aus — wieder als Einzelkuppen — bis Meschede, dabei mehrfach von der Ruhr durchschnitten werdend. Von Meschede an begleiten sie das Ruhrlängstal in Form hochaufragender, massiger, äußerst eindrucksvoller Kuppen (Taf. IV, Abb. 3) — die Stadt Eversberg liegt auf einer solchen — und wenden sich von Nuttlar aus zur Briloner Hochfläche.

---

1) Auf Schraffenkarten (Reichskarte Bl. Elberfeld) am besten zu erkennen.

Als einen weiteren individuellen Typus der Oberflächengestaltung bezeichnen wir Plateaugebiete, die gegen ihre Umgebung eingesenkt sind (abgesehen natürlich von den Talauen!).

Die bekannteste Gegend dieser Art ist die soeben erwähnte Briloner Hochfläche, von der aber nur ein geringer Bruchteil dem Ruhrgebiet zufällt. Ringsum von bedeutenden Bergkuppen malerisch umrahmt, hebt sie sich landschaftlich besonders dadurch hervor, daß ihr die Waldbedeckung fehlt.

Ähnliche Flächen finden sich bei Warstein, sodann in der Umgebung von Attendorn an mehreren Punkten.

Ein auffallender (s. Blatt Iserlohn der Reichskarte), etwa 1—2 km breiter Streifen eines solchen waldfreien, von größeren Höhen begleiteten Plateaus reicht aus der Umgebung von Hagen über Iserlohn bis zum Hönnetal nach Balve.

Werfen wir endlich noch einen Blick auf die Klippenbildungen! Ihr Auftreten ist so an örtliche Bedingungen geknüpft, daß wir uns kurz fassen können. Bald treten sie an den Talhängen, bald als Krönung der Bergzüge auf. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist das höhere Sauerland (Taf. V, Abb. 2).

Einzigartige Vertreter dieser Gattung bilden die berühmten „Bruchhäuser Steine“ unweit Olsberg: vier mächtige, bis zu 87 m hoch mit mitunter senkrechten (z. T. sogar überhängenden) Wänden aufstrebende Felsen, die aus dem Istenberge herausragen ähnlich „wie die Schornsteine aus dem Dach“ (O. Mügge).

Der Zweck unserer bisherigen Ausführungen war der, unter Verzicht auf Einzelheiten, die sich aus jeder topographischen Karte entnehmen lassen, möglichst die hervorstechenden Züge in der Anlage des Flußnetzes und in der Gliederung der Landschaft des Ruhrgebietes herauszuarbeiten und gleichartige Erscheinungen zusammenzufassen.

Wir kommen nunmehr zu dem Angelpunkt unserer Betrachtungen: Wie ist der Verlauf der Flüsse, wie sind die Oberflächenformen entwicklungsgeschichtlich zu erklären?

II. Morphogenetischer Teil.

Den Ausgangspunkt aller morphogenetischen Betrachtungen bildet die Kenntnis der geologischen Entwicklung und des geologischen Aufbaues des betreffenden Gebietes. Aber diese Kenntnisse sind heute für unsere Gegend noch sehr lückenhaft und erweitern sich bei dem anhaltenden Fortschritt der Wissenschaft von Tag zu Tag. Aus diesem Grunde erscheint es uns empfehlenswert, zunächst einen Überblick über die Geschichte der geologischen Forschung zu geben, auf Grund dessen wir uns allein ein richtiges Bild von dem heutigen Stande der Probleme zu machen vermögen, und der uns daneben, Hand in Hand mit der allmählichen Entschleierung der geologischen Verhältnisse, mit den Haupttatsachen schon bekannt macht. Eine solche Übersicht lag für das Ruhrgebiet bisher noch nicht vor. Besonderer Wert wurde dabei auf die historische Entwicklung der Erkenntnis vom Zusammenhang zwischen Relief und Aufbau gelegt.

a) Übersicht über die Geschichte der geologischen Forschung.

Die ersten Anfänge geologischer Untersuchungen fallen in das 18. Jahrhundert und knüpfen zunächst an den Bergbau an, der schon seit den ältesten Zeiten auf verschiedenen Lagerstätten umgegangen war. Von seiner ehemaligen weiten Verbreitung legen noch heute zahlreiche „Pingen" im Gelände ein beredtes Zeugnis ab.

Eine erste Zusammenstellung solcher Lagerstätten enthält das umfangreiche Sammelwerk F. E. Brückmanns: Magnalia Dei in locis subterraneis (12, 81-100), in dem Antimonlager von Arnsberg, Kupfererze bei Brunskappel, Silber-, Blei-, Kupfer-,

Eisen- und Zinkerze bei Brilon und die Steinkohlenlager der Grafschaft Mark aufgeführt werden. In einigen weiteren Notizen macht uns P. E. Klipsteins Mineralogischer Briefwechsel (57, I, 131) mit den Erzlagern bei Ramsbeck und Brilon bekannt.

Die erste wissenschaftliche Spezialarbeit über die Gesteine des Sauerlandes bilden C. W. Noses „Orographische Briefe über das Sauerländische Gebirge in Westfalen" (81). Über Lüdenscheid, „den Ebbe" und Winterberg, „das man in der ganzen dasigen Gegend als die Heimat ewiger Kälte beschreiben hört", gelangte der Verfasser ruhrabwärts zum „westfälischen Brocken" — dem Istenberge mit den Bruchhäuser Steinen. Diese schon damals berühmten Felsklippen wurden von ihm eingehend untersucht, gezeichnet und ihr Gestein als „gneusiger Grünstein und Porphyrschiefer" (in mannigfachen Varietäten) beschrieben.

Noch eine Fülle von kleineren petrographischen Beobachtungen wurde auf dieser Reise angestellt, die über Arnsberg und Balve weiterführte.

Die erste, wirklich geologische Grundlage unserer Kenntnisse vom Nordrande des rechtsrheinischen Schiefergebirges brachte erst eine im Jahre 1801 erschienene Abhandlung unter dem Titel: Bruchstücke und Fragen aus der Westfälischen Gebirgskunde (109). Der ungenannte Verfasser war der damalige Landrat von Altena, Friedrich v. Hövel. In übersichtlicher Weise erörtert er, auf Beobachtungen vor allem aus der Letmather Gegend gestützt, die Reihe der dort aufeinanderfolgenden Gesteinsschichten nach ihrer petrographischen Ausbildung, ihrer Lagerung und ihrer Verbreitung und stellt u. a. auch fest, daß die „in abweichender Lagerung dem Kohlengebirge auflagernde ‚bituminöse Mergelschieferformation' (= Kreide) bei steigendem Niveau der Flüssigkeit" (= Meerestransgression) gebildet ist.

Als merkwürdige Ablagerungen nennt er endlich die nordischen Geschiebe im Becken von Münster sowie das Mendener Konglomerat.

In erweiterter Form erscheint dieser Aufsatz als „Geognostische Bemerkungen über die Gebirge in der Grafschaft Mark" im Jahre 1806 (51). Neu angefügt sind Beobachtungen über das Vorkommen von Lenne- und Ruhrschottern in beträchtlichen Höhenlagen, besonders in der Gegend der Lennemündung. Dort wird infolgedessen ein ehemaliger See vermutet. Ferner ist eine Untersuchung über die Bildungsweise der Höhlen hinzugekommen. Ein beigegebener „Durchschnittsriß" verzeichnet von der „Grauwacke" (= Lenneschiefer) bis zum

„grünen Gebirge" (= obere Kreide) eine Folge von 18 Schichten, die sich ohne weiteres mit der modernen Spezialgliederung in Parallele setzen lassen.

Die Struktur des Sauerlandes schildert F. A. A. Eversmann 1804 (37, 12) in folgenden Sätzen: „Die große Masse des Gebirges besteht aus Wacke, die in abwechselnden Schichten, von allen Graden der Dichtigkeit, wellenförmig über einandergelegt ist, doch so, daß ihr Hauptstreichen von Morgen in Abend und ihr Hauptfallen nach Norden geht."

Im Jahre 1814 teilt F. v. Hövel die Beobachtung mit, daß der Arnsberger Wald nicht aus „Grauwacke", sondern aus dem „Sandstein im Liegenden der Steinkohlenformation" — dem heutigen Flözleeren — besteht (52, 307).

Zwei Jahre später erhält er von dem Oberweginspektor Mitze aus Hohenlimburg einige ergänzende Mitteilungen über die bunte Gesteinsserie der unteren Lenne (71, 409-411).

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß dieser Beobachter als erster im Ruhrgebiet auf den direkten Zusammenhang zwischen Oberflächenform und petrographischer Zusammensetzung ausdrücklich aufmerksam gemacht hat.

Um das inzwischen in weiten Kreisen lebhaft erwachte Interesse an der Gebirgskunde zu fördern, entschloß sich der Kgl. Preuß. Bergrat J. J. Noeggerath in Bonn zur Herausgabe eines Jahrbuches unter dem Titel: „Das Gebirge in Rheinland-Westfalen nach mineralogischem und chemischem Bezuge." 1822 erscheint der erste Band.

Er beginnt mit der — ohne Nennung des Verfassers gedruckten — Erstlingsarbeit des 22jährigen Heinrich von Dechen (15), der Frucht seines Aufenthaltes als praktischer Bergmann in den Steinkohlenrevieren an der Ruhr seit dem Jahre 1819. Diese „Bemerkungen über das Liegende des Steinkohlengebirges in der Grafschaft Mark" enthalten Mitteilungen über die Lagerungsverhältnisse des „Übergangsgebirges", wie das Paläozoikum größtenteils damals genannt wurde, in der Gegend von Hagen i. W. sowie den Versuch einer Abgrenzung des „Übergangsgebirges" vom „Flötzgebirge". Das Flözgebirge wird seinerseits in zwei Etagen gegliedert, eine ältere, entsprechend dem heutigen Karbon, und eine jüngere, die die Kreide umfaßt. Ihren besonderen Wert erhalten die Ausführungen v. Dechens durch Anmerkungen Friedr. v. Hövels, die zum Teil eine Erweiterung der im „Hermann" erschienenen Aufsätze darstellen.

Gleich im zweiten Bande des ‚Gebirges in Rheinland-Westfalen' veröffentlicht H. v. Dechen eine umfangreiche Neu-

bearbeitung desselben Stoffes, betitelt: Geognostische Bemerkungen über den nördlichen Abfall des Niederrheinisch-westfälischen Gebirges (16). Diese Arbeit darf den Anspruch erheben, als Haupt-Grundlage unserer Kenntnis vom geologischen Aufbau dieses Bezirks betrachtet zu werden (s. a.: 35, 11). Die angefügte geologische Karte im Maßstabe 1 : 200000 ist die erste ihrer Art und gibt einen ausgezeichneten Überblick über die Verteilung der geologischen Schichtenglieder und ihre markanten Faltenumbiegungen. Die auf ihr ausgeschiedenen Gesteinsfolgen entsprechen im wesentlichen unserer heutigen Haupteinteilung:

1. Grauwackenschiefer (= Lenneschiefer),
2. Übergangskalkstein (= Massenkalk),
3. Tonschiefer, Kieselschiefer, Alaunschiefer, plattenförmiger Kalkstein (= Oberdevon und Kulm),
4. Flötzleerer Sandstein (= Flözleeres),
5. Steinkohlengebirge (= Prod. Karbon),
6. Mergel (= obere Kreide).

Von den Eruptivgesteinen sind Porphyr und Grünstein unterschieden.

Die oben erwähnte, von Mitze zuerst beobachtete Abhängigkeit des Reliefs vom Aufbau erfährt hier durch H. v. Dechen eine bedeutende Vertiefung. In den morphologisch wichtigen Abschnitten über das „Oberflächen-Ansehen nach den verschiedenen Gebirgsarten“ schildert er die Massigkeit der Berge und das Vorherrschen der Quertäler im Grauwackengebiet, die auffallenden Talformen des „Übergangskalksteins“, das wechselvolle Relief der Oberdevon-Kulm-Zone als Funktion der Widerstandsfähigkeit der einzelnen Schichten gegen die abtragenden Kräfte, die durch den Wechsel von Tonschiefer- und Sandsteinbänken hervorgerufene Auflösung der Landschaft des „flötzleeren Sandsteins“ und des Steinkohlengebirges in einzelne Bergrücken und die Neigung des „Mergels“ zu Ebenheitsformen.

„Das Wahrzeichen des Süderländischen Gebirges“, die Bruchhäuser Steine, veranlassen J. J. Noeggerath zu einer eingehenden Untersuchung ihrer geologischen Natur im September 1830 (79).

Er fand, daß die Porphyrfelsen isoliert aus der Tiefe herausragen und den umgebenden Tonschiefer ohne eigentliche Störung der Schichten auf der Berührungsfläche „verändert“ haben. Hinsichtlich der heutigen Form der Felsmassen kam er zu dem Ergebnis, daß die Porphyrmassen ursprünglich „ganz im Tonschiefer eingeschlossen gebildet, und nur durch

spätere Zerstörung der weicheren Umgebung entblößt worden“ sind.

Mit dem Erscheinen der berühmten Arbeit von Sedgwick und Murchison über das deutsche Paläozoikum (99) vollzieht sich der Übergang zur modernen geologischen Nomenklatur. Die „Grauwackengruppe“, die Hauptmasse des Schiefergebirges, wird dem „Silurian System“, der Stringocephalenkalkzug und ein Teil seines Hangenden dem „Devonian System“ zugerechnet.

Sehr ausführlich beschäftigen sich die beiden Verfasser mit dem im W. unseres Gebietes entwickelten „Carboniferous Limestone“ (= Kohlenkalk), dessen stratigraphische Stellung klargelegt wird.

Zwei Jahre später berichtigt C. F. Roemer (91) in seinem ebenfalls sehr bekannten Werke: Das Rheinische Übergangsgebirge (Hannover 1844) auf Grund eingehender paläontologischer Untersuchungen, daß die Hauptmasse des Rheinischen Schiefergebirges der älteren Abteilung des Devon entspricht.

In der Einleitung teilt der Verfasser einige Beobachtungsresultate über die Abhängigkeit der Berg- und Talformen von der Gesteinsnatur mit und vertritt die Ansicht, daß die Gebirgstäler nicht tektonischen Spalten, sondern nur der Erosion des fließenden Wassers ihre Entstehung verdanken.

1854 erscheint die große Monographie F. Roemers über „die Kreidebildungen Westfalens“ (92), eine klassische Zusammenfassung der bisher gemachten Einzelbeobachtungen und umfangreichen neuen Materials. Eine Übersichtskarte zeigt die Verbreitung der einzelnen Stufen.

Mit den bisher vorgenommenen Untersuchungen hatte die geologische Erschließung des Ruhrgebietes schon einen gewissen Abschluß erreicht. Im Jahre 1855 faßte H. v. Dechen alle Resultate zu seiner „Geognostischen Übersicht des Regierungs-Bezirks Arnsberg“ (18) zusammen. Die hier gegebene Gliederung der an dem Aufbau des Gebietes beteiligten Formationen entspricht im wesentlichen der modernen Auffassung.

1. Grauwackengruppe oder Devon-System.
   a) Untere Abteilung:
      Schiefer von Koblenz,
      Spiriferensandstein.
   b) Mittlere Abteilung:
      Lenneschiefer,
      Stringocephalenkalk

c) Obere Abteilung (Cypridinenschiefer):
Flinz,
Nierenkalk oder Kramenzel.

2. Kohlengruppe:
a) Untere Abteilung: Kulm.
b) Mittlere Abteilung: Flötzleerer Sandstein.
c) Obere Abteilung: Steinkohlengebirge.
4. Kreidegruppe.
a) Grünsand von Essen (Tourtia).
b) Pläner oder Turon-Abteilung.
c) Weiße Kreide oder Senon-Abteilung.
5. Diluvium.
a) Lehm und Sand mit nordischen Geschieben.
b) Lehm mit Knochen vorweltlicher Tiere in Kalkhöhlen.
6. Alluvium.
Ausfüllung von Tälern, Geschiebe, Sand und Lehm.
7. Plutonische Gesteine.
a) Quarz- und Feldspatporphyr.
b) Hyperit.
c) Labrador-(Oligoklas-)Porphyr.
d) Schalstein und Mandelstein.
8. Vulkanische Gesteine.
a) Basalt.
b) Basalttuff und Basaltkonglomerat.
9. Erzgänge und Erzlager.

Die Forschungen fanden ihre kartographische Festlegung auf den Blättern der „Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen“, die H. v. Dechen im Auftrage des Ministers von 1855 bis 1860 im Maßstab von 1:80000 herausgab. Sieben Sektionen entfallen davon auf das Flußgebiet der Ruhr (113).

Dieses zur Zeit seines Erscheinens Aufsehen erregende Kartenwerk trug die Früchte der geologischen Erkenntnis in weite Kreise der Bevölkerung, deren wachsende Anteilnahme in dem starken Absatz der einzelnen Blätter zum Ausdruck kam.

1866 erscheint die auf Grund dieser Karte angefertigte erste Ausgabe der „Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen“. (1:500000) (114).

Eine umfassende Bearbeitung des Ruhrkohlenbeckens veröffentlichte F. H. Lottner im Jahre 1859 (68) und eine solche der Umgebung von Brilon R. Stein im Jahre 1860 (101). In dieser letzteren Darstellung enthält das Kapitel V eingehende Beobachtungen über den „Zusammenhang der geognostischen

Zusammensetzung und der äußeren Gestalt und Bodenbeschaffenheit des Landes."

Für die nächsten Jahre wird die Aufmerksamkeit der wissenschaftlichen Welt durch die Entdeckung zahlreicher Höhlen im Massenkalkzuge und deren Fossilinhalt in Anspruch genommen.

Eine erste Beschreibung und zwar der Kluterthöhle bei Gevelsberg stammt schon aus dem Jahre 1785 (100).

Lebhaft wuchs das Interesse durch die Arbeiten von Goldfuß (1823), F. K. Becks (1841—42), J. J. Noeggerath (1845—46) (vor allem: 80), H. Schaafhausen (1864—1882) und C. Fuhlrott (1869) (vor allem: 42).

Verschiedene wissenschaftliche Gesellschaften ließen auf ihre Kosten Ausgrabungen veranstalten, deren Resultate eine uferlos anschwellende Spezialliteratur ins Leben riefen.

Ihren Höhepunkt erlebte die Höhlenforschung zu Beginn der siebziger Jahre, als Rudolf Virchow (107) den westfälischen Knochenhöhlen seinen Besuch abstattete und H. von Dechen seine Grabungen ausführen ließ.

Die Gesamtliteratur von 1840 bis 1880 über die Höhlenfrage innerhalb des Ruhrgebietes beläuft sich auf über ein halbes Hundert Spezialarbeiten.

Das Aufblühen der Petrographie der Eruptivgesteine äußert sich auch in unserm Gebiet in verschiedenen Untersuchungen derartiger Vorkommen. Wichtig ist hier besonders die Arbeit von A. Schenck über die Diabase des oberen Ruhrtales (94).

Wertvolle Studien über die „Lenneporphyre" und die Bruchhäuser Steine führte O. Mügge (74, 75) aus.

Allmählich nähern wir uns dem Zeitpunkte, an dem wir die Grundzüge der geologischen Erforschung des Ruhrgebietes in der Hauptsache als abgeschlossen bezeichnen können. In der Literatur findet diese Entwicklung ihren Ausdruck in dem Erscheinen einiger Sammelwerke, von denen H. v. Dechens „Geologische und paläontologische Übersicht" (19, II) bis heute das Standwerk der rheinisch-westfälischen Geologie dargestellt hat.

Zwei Aufsätze von E. Schulz erschienen als Vorveröffentlichungen der vom Kgl. Oberbergamte zu Bonn herausgegebenen „Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe, sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont" (8), die über alle in Frage kommenden Verhältnisse ausgezeichnet orientiert.

Von nun ab handelt es sich für die geologische Forschung

im wesentlichen nur noch darum, die gewonnenen Resultate durch eingehende Spezialforschungen zu vertiefen.

Zunächst finden die nutzbaren Lagerstätten mehrere neue Bearbeiter: Ramsbeck in E. Haber (45), später in A. Eickhoff (33).

Das Ruhrkohlenbecken findet seiner einzigartigen wirtschaftlichen Bedeutung entsprechend seine Würdigung in dem glänzend ausgestatteten sog. „Sammelwerk" (35), dessen Erscheinen wirklich einen Markstein in der wissenschaftlichen Erschließung des Produktiven Karbons bedeutet.

Gleich nach Veröffentlichung der neuen Meßtischblätter begann die Kgl. Preußische Geologische Landesanstalt ihre Spezialaufnahme und zwar zunächst in der Letmather Gegend. Hier kartierte zuerst H. Loretz (1893—1898). Seit 1900 führte dann A. Denckmann eine mustergültige Neugliederung des Mitteldevon bis Kulm durch, auf deren Grundlage im wesentlichen A. Fuchs seit 1905 das westliche Lenne- und das Volmegebiet aufnimmt. Die Blätter im Karbon wurden von P. Krusch, R. Bärtling und G. Müller kartiert.

Eine Zusammenfassung der Ergebnisse, in der auch zum ersten Male die Ruhrterrassen in ihrer Bedeutung für die Talbildung ausführlich gewürdigt werden, verdanken wir P. Krusch (58). Im mittleren und südlichen Sauerlande arbeiten W. Henke und W. E. Schmidt z. Zt. an der Kartierung.

Als erste Lieferung der geologischen Spezialkarte erschienen 1909 die Blätter Dortmund, Kamen, Witten und Schwerte, als zweite 1911 die Blätter Unna, Menden, Hagen, Hohenlimburg und Iserlohn. Zwei weitere Lieferungen sind im Druck befindlich.

Einen volkstümlichen Führer für die Geologie des unteren Ruhrgebietes besitzen wir in R. Bärtlings Geologischem Wanderbuch für den Niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk (5).

Für das Sauerland enthält Th. Wegners Geologie Westfalens (108) eine Zusammenfassung der neueren Ergebnisse.

b) Geologischer Aufbau.

Bevor wir uns mit der heutigen Struktur des Ruhrgebietes im engeren Sinne beschäftigen, schicken wir eine Übersicht über seine geologische Entwicklung voraus.

Am Boden des meist flachen Meeres der unteren und mittleren Devonzeit lagerte sich in einer Mächtigkeit

von mehreren 1000 m tonig-sandiges, z. T. auch konglomeratisches Material ab, gelegentlich unter Zwischenschaltung submariner Eruptivdecken und deren Tuffe. Diese Bildungen umfassen die heutigen Schichtenfolgen des Gedinnien, die Siegener und Koblenz-Schichten und die Lenneschiefer.

Gegen Ende der Sedimentation der Lenneschiefergesteine tritt eine rasche Zunahme an kohlensaurem Kalk ein, — dann folgt der Absatz des mehrere 100 m mächtigen Massen- oder Stringocephalen-Kalkes, einer der wichtigsten Gesteinsablagerungen des von uns behandelten Teiles des Schiefergebirges, nach der heutigen Auffassung hervorgegangen aus der Zerstörung riesiger Stromatoporen- und Korallenriffe. (An einigen Stellen bildeten sich an Stelle des Massenkalkes nur geringmächtige Flinzkalke.)

Im allerschärfsten Gegensatz zu diesen ungeheuer mächtigen, aber einförmigen und daher heute nur sehr schwer zu gliedernden Bildungen stehen die nun folgenden Ablagerungen des Oberdevons und des Kulms. Hier finden wir eine häufige Wechsellagerung geringmächtiger Tonschiefer, Kalke, Mergelschiefer, Knollenkalke, Alaunschiefer, Kieselschiefer und Plattenkalke.

(Im W. des Ruhrgebietes wird das untere Kulm durch eine kalkige Seichtwasserbildung, den Kohlenkalk, vertreten.)

Diese Schichten, die bald küstennahe, bald tiefere Meeresablagerungen darstellen, müssen sich in einer Zeit unruhiger Bewegungen des Meeresbodens gebildet haben.

In der folgenden „flözleeren" Periode finden wir in den aus einem vielfachen Wechsel von Geröllen, Sanden und Tonen zusammengesetzten Schichtenfolgen ebenfalls abwechselnd marine und landpflanzenführende Zonen.

Derartige Oszillationen sind als Äußerungen der beginnenden Gebirgsbildung zu deuten, zu der Ansätze schon im älteren Devon zu finden sind (28, 63).

Im S. türmten sich nämlich allmählich die ersten

Zentralketten des variskischen Bogens auf. Mit ihrer Erhebung über den Meeresspiegel setzten zugleich die abtragenden Kräfte mit ihrer Tätigkeit ein und brachten ungeheuere Schuttmassen von Geröllen, Sanden und Tonen ins Vorland, so daß sich die Schichten der nächsten Formationsstufe, des Produktiven Karbons, großenteils aus den Trümmern des Devons, Kulms und Flözleeren zusammensetzen (59, Bl. Witten, 13).

Zugleich umsäumten weitausgedehnte Tropenmoore den Festlandskern der variskischen Gebirgszüge. In ihnen siedelte sich die Steinkohlenflora an, die gelegentlich immer wieder von den Schuttfächern des höher und höher aufsteigenden Gebirges von S. her, noch öfter aber durch Einbrüche des Meeres von N. her erstickt wurde[1]) und unter Luftabschluß verkohlte.

Gegen Ende der Karbonzeit wurden auch diese Ablagerungen von der Faltung ergriffen und als „nördliche Vorketten" dem Zuge dieser sog. mitteldeutschen Alpen angegliedert (103, 40-41).

Wie die annähernd horizontale Lagerung des oberrotliegenden Mendener Konglomerates über den stark gefalteten Schichten des Flözleeren zeigt (5, 195), ist das ganze Hochgebirge in der geologisch kurzen Zeit vom Spätkarbon bis zum Oberrotliegenden abgetragen worden und zwar — wie man jetzt weiß — zu einer Rumpffläche, der „permischen Rumpffläche" (s. a.: 55, 29, 106, 73, 170).

Während der Trias und des Jura war unser Gebiet vermutlich Festland. Dagegen wurde zur Zeit der oberen Kreide sein gesamter Nordrand von dem transgredierenden Meere des Cenoman und Turon (im W. auch des Senon) überflutet.

Im Mitteltertiär fand, wie sich aus der allgemeinen Geschichte des Schiefergebirges ergibt, zum zweiten Male durch z. T. subaerische Abtragung die Bildung einer neuen Rumpffläche, der t e r t i ä r e n (s p e z i e l l p r ä m i o z ä n e n)

1) Stellenweise kommen fast über jedem Flöz der Magerkohlenpartie marine Fossilien vor: 59, Bl. Witten, 36.

Rumpffläche statt, über deren Entstehung und Aussehen jetzt bei den besten Kennern des Gebirges erfreuliche Übereinstimmung herrscht:

G. Fliegel (38, 399): „Nur als flacher Schild tauchte das Gebirge mit sanftem Anstieg aus dem Nordmeer empor, um ebenso flach zu dem Meerbusen des Mainzer Beckens abzufallen. Das Gebirge war fast bis zum Niveau des Meeres eingeebnet."

A. Philippson (88, 49): „Im Mitteltertiär breiteten sich noch einmal mächtige Süßwasserablagerungen mit Braunkohlenflözen über einen großen Teil der Rumpffläche aus, die damals nur wenig über das Meeresniveau aufgeragt haben kann."

E. Kaiser (55, 173): „Das Rheinische Schiefergebirge hob sich zur Zeit dieser Ablagerungen nur wenig aus den Tiefen des Tertiärmeeres empor, wölbte sich als ein ganz flacher Schild daraus empor und stellte vielleicht nur eine Flachlandschaft dar, wie wir sie jetzt in den friesischen oder nordhannoverschen Gebieten vor uns haben."

Die Kenntnis von dem Vorhandensein dieser prämiozänen Landoberfläche bildet den Ausgangspunkt für das Verständnis der heutigen Oberflächenformen.

„Mit dem in der Miozänzeit einsetzenden Meeresrückzug nach N. und der gleichzeitigen Aussüßung des Mainzer Beckens wächst das Rheinische Schiefergebirge allmählich höher aus dem Meere heraus und wird zu einem Horstgebirge, als welches wir es heut vor uns sehen. — Der gegenwärtige Zustand ist der Höhepunkt dieser Entwicklung" (38, 399).

Diese Ansicht ist dahin etwas abzuändern, daß der nördliche Teil des rechtsrheinischen Schiefergebirges nur gegen die Niederrheinische Bucht und die hessische Senke mit Verwerfungen absetzt, dagegen längs seines ganzen Nordrandes ohne Bruchlinien unter der Kreidedecke verschwindet.

Das heißt: Der Teil des Gebirges, dem das Ruhrgebiet angehört, ist nicht das Stück eines allseitig von Verwerfungen begrenzten Horstes, sondern, wie seine

allgemeine Abdachung nach NNW. lehrt, nur ein einseitig gehobener, pultförmig schräg gestellter Teil der tertiären Rumpffläche (eine sog. Pultscholle).

Im Verein mit dieser Schrägstellung schnitten sich die vorhandenen Flüsse ein; neue Flüsse entwickelten sich.

Eine Vereisung im Diluvium hat das Schiefergebirge nicht erlebt. Eine Spur der Eiszeit im Ruhrgebiet glaubt K. Stamm in dem an der Nordseite des Istenberges (bei Olsberg) auftretenden „Steinstrom“ erkennen zu können. Seine Entstehung wird auf eine vermutete Schneeanhäufung am Nordhang des Berges zurückgeführt, die sich zur Eiszeit bildete und in die die von den Steinen herabstürzenden Blöcke hineinfielen. Beim Wärmerwerden des Klimas geriet dann die ganze Masse ins Fließen[1]).

Die Inlandeisdecke der zweiten norddeutschen Glazialzeit breitete sich längs des ganzen Nordrandes des Ruhrgebietes aus, ohne die Haar zu überschreiten. —

Nach diesem Überblick über den Verlauf der erdgeschichtlichen Entwicklung ist die heutige geologische Struktur leicht verständlich.

Bevor wir das stratigraphische Gesamtprofil und seine Gesteinszusammensetzung betrachten, geben wir zunächst eine Übersicht der an seinem Aufbau beteiligten Formationen, die durch ihre petrographischen Eigenschaften das Landschaftsbild eines großen Teiles des Ruhrgebietes bestimmend beeinflussen.

Quartär
  2. Alluvium
  1. Diluvium
Tertiär
Obere Kreide
  4. Senon
  3. Emscher
  2. Turon
  1. Cenoman

(Tertiär und Obere Kreide: } Mesozoikum.)

1) Nach dem freundlichst überlassenen Manuskript des Verf.

Oberrotliegendes	Paläozoikum.
Oberkarbon	
2. Produktives	
1. Flözleeres	
Unterkarbon	
Kulm,	
i. W. z. T. Kohlenkalk	
Oberdevon	
2. Oberes	
1. Unteres	
Mitteldevon	
2. Oberes Mitteldevon, hauptsächl. Massenkalk und Jüngere Lenneschiefer	
1. Unteres Mitteldevon oder Ältere Lenneschiefer	
Unterdevon	
2. Oberes Unterdevon oder Koblenzschichten	
1. Unteres Unterdevon	
b) Siegener Schichten	
a) Gedinnien	

Es sei hier besonders auf die wichtige Tatsache hingewiesen, daß die geologisch-stratigraphische Einteilung in unserem Gebiet fast durchweg zugleich eine petrographische Einteilung in sich schließt, so daß es auch für die morphologische Betrachtung empfehlenswert ist, sich angesichts der komplizierten, wechselvollen petrographischen Zusammensetzung des Schiefergebirges der kurzen stratigraphischen Bezeichnungen, in denen gleichzeitig ein bestimmter Gesteinscharakter mit zum Ausdruck kommt, zu bedienen.

Der weitaus überwiegende Teil des Ruhrgebietes wird von den Schichten des Paläozoikums und unter

diesen wieder vor allem von denen des Unteren und Mittleren Devons eingenommen.

Die älteste, nur im äußersten S. auftretende Schichtenfolge ist das Gedinnien, eine küstennahe Bildung.

Es zeigt nach A. Denckmann (28, 37-40) zwei fazielle Ausbildungen. In dem nördlicher gelegenen Gelände treten rote Tonschiefer mit hellen Arkosen, Konglomeraten und Quarzitsandsteinen in Wechsellagerung (rotes Gedinnien), in dem südlichen herrschen überwiegend helle Arkosen und Quarzitsandsteine (weißes Gedinnien).

Darüber folgen als Flachseesedimente, aus denen sich überhaupt fast alle sandig-tonigen Devonablagerungen aufbauen, die Siegener Schichten in einer Mächtigkeit von mehreren 1000 m. Sie werden jetzt von A. Denckmann nach petrographischen Gesichtspunkten in folgende sechs Horizonte gegliedert:

6. Herdorfer Schichten. Grauwackenschiefer, Tonschiefer und Sandstein.
5. Rauhflaserige Grauwackenschiefer, mit 4 Unterstufen.
4. Tonschiefer-Horizont (5 Unterstufen).
3. Mildflaserige Grauwackenschiefer (3 Unterstufen).
2. Flaserplatten (3 Unterstufen).
1. Tiefe Siegener Schichten.

Für die folgenden Ablagerungen des Oberen Unterdevons und des Unteren Mitteldevons besitzen wir noch keine zusammenhängenden Profile.

W. E. Schmidt (95, 41, 138) gliedert für das südliche Hundemgebiet das Obere Unterdevon folgendermaßen:

5. Cultrijugatuszone.
4. Tuffführende Schichten (bezw. im O. Sphärosideritschiefer).
3. Keratophyrdecke (oder „Lenneporphyr“) } Koblenz-Quarzit?
2. Rimmertquarzit } Koblenz-Quarzit?
1. Birkelbacher Schichten.

Demgegenüber unterscheiden A. Denckmann und A. Fuchs (41, 134) im mittleren westlichen Sauerlande folgende Stufen:

II. Oberkoblenzschichten.
   5. Cultrijugatuszone.
   4. Remscheider Schichten (Grauwackenschiefer, Quarzkeratophyr und Tuffe).
   3. Wiebelsaatschichten (Schiefer mit Quarzkeratophyrdecke und Tuffen).

I. Liegende Schichten unbestimmten Alters.
   2. Bunte Ebbeschichten.
   (Oben: feste, z. T. Quarzit- und Konglomerat-Sandsteine mit Bänken grober Konglomerate; unten: Folge roter und grünlicher Schiefer).
   1. Verseschichten.
   (Mächtige Folge blaugrauer Schiefer, im Hangenden Grauwackensandsteinzüge [Ebbequarzit und Ebbesandstein]).

Die fünf Stufen in diesen beiden Gliederungen des Oberen Unterdevons dürften (zum Teil wenigstens) einander äquivalent sein.

Das Mitteldevon ist ebenfalls von Denckmann im mittleren Lennegebiet neu gegliedert worden. Nach ihm unterscheidet man folgende Abteilungen:

Oberes Mitteldevon:

Tentaculitenschiefer (mergelige Schiefer, ca. 50 m mächtig).

Flinz (dunkle Plattenkalke, 60 m).

Massenkalk (660 m).

Obere Honseler Schichten (vorwiegend Ton- und Mergelschiefer, nach unten hin mit Grauwackensandsteinen, 550 m).

Untere Honseler Schichten (graue Schiefer mit einzelnen Grauwackensandsteinbänken, 1000 m).

Unteres Mitteldevon (jede Stufe mehrere 100 m mächtig):

Brandenbergschichten (rote und grünliche Schiefer mit Grauwackensandsteinen wechsellagernd).

Mühlenbergschichten (vorherrschend dickbankige Grauwackensandsteine).

Hobräcker Schichten (graublaue, flasrig-sandige Schiefer).

Hohenhöfer Schichten (rote und grüne Schiefer, untergeordnet Grauwackensandsteine), z. T. wohl der Cultrijugatuszone entsprechend.

Im Bereiche der Attendorn-Elsper Doppelmulde ist die Ausbildung des Unter- und Mitteldevons etwas geändert. Noch abweichender sind diese Schichten im östlichen, bisher noch wenig untersuchten Sauerlande entwickelt. W. Henke (48, 602-606) hat darüber folgende Zusammenstellung veröffentlicht:

		Im Bereiche der Attendorn-Elsper Doppelmulde:	Im östlichen Sauerlande:
Oberes Mitteldevon	Horizont d. *Pinacites discoides* (2—6 m) / Hor. d. Massenkalkes[1]	Massenkalk / Dolomit	Flinzkalke mit Dachschiefern, Diabasdecken und Tuffe
	Actinocystis-Schicht. / Caïqua-Schichten. (m. *Renss. caïqua* = *Newberria amygd.*)	Tonschiefer, a. d. Basis Sandsteine, sandige Tonschiefer	15—40 m mächt. Kalk
	Hor. d. Finnentroper Bruchsteine	Kalkführende Tonschiefer	Tonschiefer mit Diabas- und Paläopikritlagern
	Hor. d. Odershäuser Kalke	Tentaculitenschiefer, z. T. m. Kalklinsen	
Unteres Mitteldevon	Ob. Wissenbacher Sch.	Tonsch. mit untergeordn. Sandst.	
	Brachiopoden-Schief.	Tonschiefer	
	Untere Wissenb. Sch. = Mühlenberg-Sandst.	Dicke Sandsteinbänke m. Einlag. v. Tonsch.	Sandst., Grauwackenschiefer u. Tonschief. (Ramsbecker Schichten Denckmanns)
Oberes Unterdevon	Cultrijugatussch.	Grauwacken, Krinoidenschiefer und Korallenkalke	
	Porphyrtuff	Tuff	
	Oberkoblenzsch.	Tonschiefer, Grauwackensandst., Konglomerate	

1) Bei Meggen und Halberbracht findet sich an Stelle des Massenkalkes das einige Meter mächtige Schwefelkies-Schwerspatlager.

Wie schon in der Übersicht über die geologische Entwicklungsgeschichte bemerkt worden ist, zeichnen sich das Oberdevon und Kulm gegenüber den mächtigen, aber einförmigen sandig-tonigen älteren Ablagerungen durch schnellen Wechsel dünner Gesteinsfolgen der verschiedensten Art aus. In der Gegend von Letmathe, wo die Verhältnisse am einfachsten liegen, sind im Oberdevon auf der geologischen Spezialkarte (40, Bl. Hohenlimburg) folgende Horizonte ausgeschieden:

Oberes Oberdevon	Wocklumer Schichten (Schiefer mit Knollenkalken, 150 m).
	Rote und grüne Knotenkalke (50 m).
	„ „ „ Cypridinenschiefer (120 m).
	Plattensandstein (50 m).
	Sandige Schiefer (50 m).
	Graue und schwarze Schiefer (220 m).
Unteres Oberdevon	Östricher Kalk (130 m).
	Büdesheimer Schiefer (220 m).
	Flinz (Plattenkalk, 35 m).
	Prolecanitenschiefer (180 m).

Für die Gegend von Attendorn und das östliche Sauerland lautet die Gliederung nach W. Henke:

	Attendorn:	Östl. Sauerl.:
Oberes Oberdevon	Wocklumer Sch.	Graue Tonschiefer mit Kalkknollen.
	Clymenien-Schichten (60 m).	Rote und grüne Kalkknotenschiefer.
	Nehdener Schiefer (50 m).	Tonschiefer.
Unteres Oberdevon	Adorfer Kalke (plattiger Kalk).	Tentaculitenschiefer mit Flinzkalken.
	Büdesheimer Schiefer.	
	Prolecanitenschichten (1—2 m).	

Ähnlich wie das Oberdevon zeigt auch das Kulm verschiedene Ausbildungsweisen. Im westlichen (unteren)

Ruhrgebiet tritt an Stelle des unteren Teiles des Kulms der Kohlenkalk, eine Flachseebildung, auf.

Nach E. Zimmermann (112) haben wir hier folgendes Profil:

Kulm	Alaunschiefer.
	Kieselschiefer.
Kohlenkalk	3. Bankige Kalke mit Hornsteineinlagerungen (82 m).
	2. Krinoidenkalk (9 m).
	1. Oolithbänke (9 m).

Die übrigen drei wichtigeren Profile (überall von pelagischer Fazies) stellen wir hier nebeneinander. I. Für die Gegend von Letmathe-Iserlohn nach A. Fuchs (auf Grund der Gliederung Denckmanns); II. für die Gegend von Attendorn nach W. Henke (47); III. für das östliche Sauerland nach Th. Wegner (108, 177):

I.	II.	III.
Hangd. Alaunschiefer (75—200 m).	Hangd. Alaunschiefer.	Alaunschiefer [1]).
Vorwieg. Plattenkalke (90 m).		Plattenkalke.
Vorw. Kieselkalke (100 m).	Kieselschiefer und Kieselkalk.	
Vorw. Lydite (100 m).		Kieselschiefer.
Liegd. Alaunschiefer (5 m).	Liegend. Alaunschiefer fehlen im W., im O. bis 100 m.	Alaunschiefer.

Das Flözleere setzt sich in der Hauptsache aus wechsellagernden Tonschiefern und Sandsteinbänken zusammen. Eine genauere Dreiteilung dieser Stufe für die Gegend von Hagen bis Menden hat P. Krusch (58) durchgeführt.

Er stellte folgende Zonen auf:

3. Hangende Schiefertonzone (ca. 230 m).
2. Mittlere Grauwacken- und Schiefertonzone (300 m).

---

1) Die Mächtigkeit dieser Schichten ist hier bedeutend größer als im W.

1. Quarzitische und konglomeratische Grauwackenzone (260 m).

Nach W. nimmt die Mächtigkeit der Stufen des Flözleeren, namentlich der unteren Abteilung, ab. Westlich von Langenberg läßt sich nur noch eine Zweiteilung in eine Schiefertonzone im Hangenden und eine Schieferton- und Grauwackenzone im Liegenden erkennen (5, 69).

Das Produktive Karbon beteiligt sich am Aufbau des Ruhrgebietes nur mit seinen beiden unteren Etagen:

2. Fettkohlenpartie (600—900 m).
1. Magerkohlenpartie (1000 m).

Petrographisch bestehen beide im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von (z. T. konglomeratischen) Sandsteinen und Schiefertonen. Die Steinkohlenflöze selbst nehmen nur etwa 1—3 v. H. der Gesamtmächtigkeit ein. Während in der Magerkohlenpartie etwa 7 leitende Konglomerathorizonte auftreten, sind in der Fettkohlenpartie Konglomerate selten.

Als letzte, aber nur örtlich auftretende Bildung des Paläozoikums folgt das dem Oberrotliegenden zugerechnete Mendener Konglomerat. Seine durch ein rotes lateritisches Bindemittel zusammengekitteten Gerölle sind nach R. Bärtling „eine Musterkarte sämtlicher, nur einigermaßen gegen mechanische Zerstörung widerstandsfähigen Gesteine des Mitteldevons, Oberdevons und Kulms“ (5, 192).

Über die Gliederung der Kreidedecke, die in das Ruhrgebiet meist nur in schmalem Saum von N. her hineinreicht, können wir uns kurz fassen. Für die Gegend nördlich von Fröndenberg stellte R. Bärtling (2) folgende Einteilung der Oberen Kreide[1]) auf:

2. Turon: c) Zone des *Inoceramus Cuvieri* (Glaukonitische Mergel und Kalke).

---

1) Das unbedeutende Vorkommen des Emschers und des Untersenons in der Essen-Mülheimer Gegend sei hier nur erwähnt.

b) Zone des *Inoceramus Brogniarti* (Kalke und helle Kalkmergel, an der Basis „Bochumer Grünsand“, 30—40 m).

a) Zone des *Inoceramus labiatus* (Graue, weiche Mergel, 20—25 m).

1. Cenoman: b) Kalkmergel (10—20 m).

a) Essener Grünsand (bis 15 m), im O. zu Grünsandsteinen anschwellend, an der Basis oft Toneisensteinkonglomerat.

Im W. herrschen die glaukonitischen Bildungen vor; die Profile sind meist unvollständig. Manche Ablagerungen sind wieder zerstört worden (z. B. das Oberturon bei Mülheim); die Mächtigkeiten haben stark abgenommen.

Das einzige bisher bekannte Tertiär-Fossil im eigentlichen Ruhrgebiet ist ein in einer Spalte des Massenkalkes bei Letmathe eingeschwemmt gefundener, von H. Lotz (69, 14) beschriebener Cetaceen-Schwanzwirbel, der nach G. Fliegel (38, 391) auf marines Oberoligozän zu deuten scheint. Sonst sind aber tertiäre Schichten durchaus nicht selten. Man findet sie in einzelnen Nestern und Lagern als Quarzgerölle, Sande und Tone meist auf der Oberfläche des Massenkalkes (vergl. S. 172/3). Auch die ältesten Terrassen der Ruhr sind mit großer Wahrscheinlichkeit ins Tertiär und zwar ins Pliozän zu stellen.

Die diluvialen und alluvialen Ablagerungen stehen im engsten Zusammenhang mit der Talgeschichte des Ruhrgebietes. Sie sollen daher in jenem Abschnitt genauer behandelt werden. —

Die Tektonik der Schichten ergibt sich schon zum Teil aus der geologischen Geschichte.

Im Paläozoikum kennzeichnet sich das Devon und Karbon durch eine intensive Faltung, vielfach starke Druckschieferung (vorwiegend im Devon) und ungemeine Zerrissenheit (besonders in den ehemaligen Zentralketten), durch die den geologischen Karten oft ein mosaikartiges Aussehen verliehen wird. Die Stärke der Faltung hängt vorwiegend von der mechanischen Widerstands-

fähigkeit der Schichten ab. Harte, mächtige Quarzitdecken werden eher zerbrochen als gefaltet. Demgegenüber können Schiefertone vollständig ineinander verwalzt und zusammengeknetet sein.

In den drei allmählich an Festigkeit abnehmenden Zonen des Flözleeren hat P. Krusch den Grad der Faltung abzuschätzen versucht. Nach ihm ist die oberste (Schieferton-)Zone etwa 3, die mittlere (Grauwacken- und Schieferton-)Zone 2, die untere (quarzitische Grauwacken-) Zone $1\,^1/_2$ mal so stark gefaltet wie das Produktive Karbon.

Wenn man von den Verschiedenheiten der Gesteine absieht, so nimmt die Intensität der Faltung außerdem noch von S. nach N. hin ab.

Die Druckschieferung ist besonders im östlichen Sauerlande sehr verbreitet. Sie streicht von WSW. nach ONO. und fällt immer nach S. ein.

Trotz der verwickelten Lagerungsverhältnisse lassen sich einige Hauptmulden und -sättel weithin verfolgen. Ihre Achsenlinien besitzen ebenso wie die Schichten meist das niederrheinische oder variskische Generalstreichen (WSW.—ONO.).

Im S. des Lennegebietes soll zunächst die von Denckmann (26) beschriebene, in ihrem Ausmaße einzig dastehende „Überschiebung des alten Unterdevons“ auftreten, über die bisher nur Übersichtskartierungen vorliegen. Nördlich daran schließt sich die tief eingefaltete „Attendorn-Elsper Doppelmulde“; weiter nördlich folgt der „Ebbesattel“, der mit einer streichenden Störung gegen die dann folgende „Lüdenscheider Mulde“ grenzt. Endlich schließt sich an der weithin verfolgbare „Remscheid-Altena-Arnsberg-Warsteiner Hauptsattel“.

Im NW., bei Velbert und Neviges, tritt als wichtige Antiklinale der „Velberter Sattel“ auf.

Die tektonischen Verhältnisse im östlichen Ruhrgebiet sind infolge der petrographischen Einförmigkeit, der Fossilarmut und der starken Druckschieferung wenig

geklärt. Nach W. Henke (48, 606) handelt es sich um zwei Hauptsättel, von denen der südlicher gelegene „vom Siegerlande über Wingeshausen, Züschen nach Medebach streicht“, und die Achse des nördlichen „von Stadtberge nach Südwesten südlich Ramsbeck verläuft, weiter nach W. untertaucht“. Der Nordflügel dieses letzteren Sattels ist nach N. hin stark überkippt. Ein Gebiet für sich, von sattelähnlichem Bau, randlich stark disloziert, stellt die Briloner Gegend dar.

Im Produktiven Karbon unterscheidet man eine größere Anzahl von Hauptmulden und Hauptsätteln, die in sich wieder stark spezialgefaltet sind. Von ihnen kommen für das Ruhrgebiet in Betracht (von S. nach N.):

die Wittener Mulde,
der Stockumer Sattel (die streichende Fortsetzung des Velberter Sattels nach NO.),
die Bochumer Mulde,
der Wattenscheider Sattel,
die Essener Mulde,
der Gelsenkirchener Sattel,
die Emscher-Mulde.

Entsprechend der Lage der variskischen Zentralketten im S. sinkt die ganze Schichtenfolge des Paläozoikums nach NNW. hin stark ein, so daß wir auf einer Wanderung von S. nach N. im allgemeinen in immer jüngere Formationen gelangen.

Eine Unzahl von Verwerfungen zerrüttet den Faltenbau des alten Gebirges.

Querverwerfungen vor allem, bald von über 1000 m, bald von nur wenigen cm Sprunghöhe zerstückeln das Paläozoikum. Ihr Auftreten ist bisher nur in einzelnen Gebieten genauer erforscht.

Streichende Störungen, besonders in Form von Überschiebungen, sind ebenfalls häufig. Wir nennen von größeren unter ihnen die Überschiebung des alten Unterdevons (Denckmann), die Ennepetalverwerfung und aus dem Steinkohlengebirge die Satanella- oder Hattinger

Überschiebung und den „Sutan", der als Typus einer gefalteten Überschiebung in den Lehrbüchern oft genannt wird.

Im Gegensatz zu der hochkomplizierten, vielfach noch ungeklärten Tektonik des Paläozoikums sind die Lagerungsverhältnisse der Kreide sehr einfach. Ihre Schichten fallen meist mit geringer Neigung (1—3°) gegen das Becken von Münster ein. Erwähnenswert ist das neuerdings mehrfach festgestellte Vorkommen von Verwerfungen in der Kreide. Es handelt sich dabei oft um ein Wiederaufleben alter paläozoischer Störungen (5, 236).

Von tektonischen Einflüssen frei liegen die Schichten des Diluviums noch in ihrer ursprünglichen Lage. —

Die oberflächliche Verbreitung der verschiedenen Formationsgruppen hängt engstens mit ihrer Mächtigkeit und ihren Lagerungsverhältnissen zusammen. Die spezielleren Einzelheiten darzustellen ist Sache der geologischen Karten. Nur auf wenige Hauptpunkte sei hier aufmerksam gemacht.

Mehr als die Hälfte von der Oberfläche des Ruhrgebietes und zwar der mittlere und südliche Teil fällt den sandig-tonigen Schichten des Unteren und Mittleren Devons zu. Bei Attendorn-Elspe heben sich infolge der starken Einmuldung aus ihnen jüngere Schichten: Massenkalk, Oberdevon und Kulm heraus. Nach N. hin bildet ihre Grenze eine wesentlich W.—O. gerichtete Linie, die wenig südlich des Ennepetales über Hagen-Letmathe zum Hönnetal verläuft, hier infolge des Untertauchens des Remscheid-Altenaer Sattels nach Küntrop umbiegt und von hier aus weiter nach Berge (a. d. Wenne) und unmittelbar nördlich des Ruhrlängstales bis südlich von Brilon weiterzieht.

Sowohl der Massenkalk wie die Oberdevon- und Kulmschichten umsäumen in verhältnismäßig schmalen Bändern diese Grenzlinie und machen auch die große Faltenumbiegung am oberen Hönnetal mit. Auf diese Weise erzeugt das Untertauchen des Altenaer Sattels ein

äußerst charakteristisches Bild auf allen geologischen Karten, selbst noch auf solchen von kleinstem Maßstabe.

Südlich des Ennepetals sind allerdings diese Schichten bis auf spärliche Überreste durch die streichende Ennepestörung unterdrückt. Erst östlich des Volmetales beginnt ihr markanter Zug über Letmathe-Iserlohn bis zum Hönnetal. Das Massenkalkband ist hier etwa 1 km breit. In der Antiklinalen ziehen die Kulmschichten noch weiter nach O. bis kurz hinter Arnsberg, wo sie unter das Flözleere untertauchen.

Der Massenkalk umläuft den einsinkenden Hauptsattel bis etwa in die Gegend nördlich von Balve. Von da ab nach O. wird er (vermutlich) durch geringmächtige Flinzkalke vertreten, die an vielen Stellen aber vollständig unterdrückt sein können.

„Östlich des oberen Hönnetales sind die Lagerungsverhältnisse äußerst kompliziert" (21, 393). Von der Achse der Lüdenscheider Mulde an wird dagegen die Lagerung wieder ruhiger: Oberdevon und Kulm ziehen in schmalen Zonen nach ONO. bis zur Wenne, werden von Wennemen bis Meschede von der Ruhr durchschnitten und halten sich nun nördlich des Ruhrtales. Die in dieser Gegend als Vertreter des Massenkalkes entwickelten Flinzkalke und Diabasdecken ziehen südlich und genau parallel dem Ruhrlängstale. Dieses selbst fällt mit der Ausstrichzone der „Nuttlarer Dachschiefer" (mitteldevonisch; 50, 186) zusammen. Die ganze Schichtenfolge vom Mitteldevon bis zum Kulm ist hier überkippt und fällt mit etwa 30° nach S. hin ein; und was A. Eickhoff von den südlichsten, den Ramsbecker Schichten, sagt, gilt von allen: Sie „bieten ein im Rheinischen Schiefergebirge seltenes Beispiel einer regelmäßigen nur lokal gestörten Lagerung auf eine streichende Entfernung bis zu 6 km" (33, 15-19).

Vom Ruhrtale bei Olsberg ziehen die genannten Schichten weiter bis südlich von Brilon. Bei Brilon ist wieder Massenkalk entwickelt und zwar infolge des

sattelähnlichen Einbruchs in großer oberflächlicher Ausdehnung.

Ganz im W., an der unteren Ruhr, umsäumen zwischen Velbert—Neviges einerseits und Langenberg andererseits Kohlenkalk und Kulm das Oberdevon des Velberter Sattels. Die Verhältnisse sind hier durch zahllose Störungen im einzelnen sehr verworren.

Die Schichten des Flözleeren nehmen mehr als den fünften Teil des Ruhrgebietes ein. Im W. in vielen Mulden und Sätteln hauptsächlich südlich der Ruhr verbreitet, ziehen sie von Langenberg bis in die Gegend nördlich von Elberfeld-Barmen. Von hier aus nehmen sie nordwestliche Richtung, erfüllen den Raum zwischen dem Ennepetal und der Ruhr, treten bei Schwerte horstartig an einigen Querverwerfungen auch auf das rechte Ruhrufer über und breiten sich weiter nach O. hin, an Mächtigkeit gewaltig zunehmend, über das ganze Gebiet zwischen der Kulmgrenze und fast der nördlichen Wasserscheide aus.

Nur im Arnsberger Walde, bei Warstein, heben sich infolge einer örtlichen starken Aufsattelung des Altena-Arnsberger Sattels noch einmal Massenkalk, Oberdevon und Kulm aus der flözleeren Umgebung heraus (in einer belanglosen Partie auch nördlich von Belecke), und östlich von Menden ist das Konglomerat des Oberrotliegenden an Querbrüchen grabenförmig darin eingesunken.

Das Produktive Karbon endlich, nicht ganz $^1/_{10}$ der Gesamtoberfläche unseres Gebietes einnehmend, tritt im NW. als etwa dreieckige Partie auf. Seine SW.-Grenze erscheint infolge der zahlreichen sich heraushebenden Mulden und Sättel stark gelappt. Die SO.-Grenze verläuft südlich von Herzkamp über Wetter nach Westhofen und springt hier fast bis zur Wasserscheide zurück. Lokal tritt noch nördlich von Fröndenberg eine kleine Mulde auf. Nach N. hin verschwinden die Schichten unter der Kreidedecke oder dem diluvialen Lößlehm.

Die Südgrenze der Kreide erstreckt sich als ge-

schlossener Saum ziemlich genau von W. nach O. (etwa: Mülheim—Steele—Obere Emscher—Haar.) Im O. hält sie sich unmittelbar nördlich des Möhnetalbodens.

Von größerer Bedeutung sind einige isolierte Kreidevorkommen südlich dieser Linie:

Auf dem Massenkalkrücken östlich von Warstein, ferner südwestlich von Kallenhardt sind derartige (leider schon weitgehend abgebaute) Reste von Cenomangrünsand zu beobachten. Ebenso finden sich vereinzelte Blöcke auf dem Briloner Massenkalkplateau und eine Partie sogar bei Rösenbeck (vergl. S. 172/3).

Diese Tatsachen beweisen, daß die Kreidedecke ursprünglich bis weit in den Arnsberger Wald hineingereicht haben muß. Hiermit stimmt auch überein, daß die petrographische Beschaffenheit der Kreideschichten im W. auf unmittelbare Strandbildung, im O. dagegen auf Ablagerung in größerer Entfernung von der Küste hindeutet.

Von der Verbreitung der diluvialen Bildungen sei hier nur erwähnt, daß das gesamte Karbon sowie auch die Kreide von Essen bis bei Witten von einer mehrere m mächtigen Decke von Lößlehm überzogen wird, die sich gleichzeitig über Berg und Tal legt.

Endmoränen finden sich typisch zwischen Kaltenhardt und Düren bei Langendreerholz (unweit Witten), sowie nördlich von Kupferdrch. Sonst zeigen sich meist nur (abgesehen von Mergel- und Sandablagerungen) nordische Geschiebe als Reste der Eisbedeckung.

Auf die übrigen diluvialen Schichten (soweit sie nicht nur rein lokal-geologisches Interesse haben) soll später eingegangen werden.

Das Alluvium knüpft sich durchweg an die Talauen und bildet dort Ablagerungen meist von Kiesen, Sanden und Lehmen bei den Hauptflüssen bis zu mehreren Metern Mächtigkeit.

Im oberen Sauerlande ist außerdem noch rezenter Gehängelehm ziemlich verbreitet.

c) Die Abhängigkeit der Oberflächengestaltung vom Gestein.

Schon vor hundert Jahren hat man in der Letmathe-Iserlohner Gegend erkannt, daß einige geologische Horizonte mit ganz bestimmten Oberflächenformen im Gelände verknüpft sind (s. S. 140).

Methodisch empfiehlt es sich, hinsichtlich dieser Abhängigkeit eine kurze theoretische Vorüberlegung anzustellen.

Denkt man sich etwa einen Kieselschieferhorizont von bekannter Mächtigkeit, der ein Einfallen von z. B. 30° besitzt und von Schiefertonen sowohl über- wie unterlagert wird, von einer Rumpffläche aus, wie sie das Ruhrgebiet einst darstellte (s. S. 147/8), einem Abtragungsprozeß unterworfen, so wird dieser Horizont bei einer in einem gegebenen Moment fixierten Lage der Erosionsbasis als ein Rücken von genau bestimmter Form im Gelände in die Erscheinung treten.

Ersetzt man den Kieselschiefer durch ein anderes, aber immer noch bedeutend festeres Gestein als Tonschiefer, z. B. harte Knollenkalke, und unterwirft es denselben Bedingungen, so würde in diesem Falle ebenfalls ein Rücken entstehen, aber von anderer, nur dem letzteren Gestein eigentümlicher Gestalt.

Diese Neigung der geologischen Horizonte, unter gleichen Bedingungen eine bestimmte und für das betreffende Gestein stets typische Geländeform zu erzeugen, kann man mit B. Dietrich (31, 29) ihre „morphologische Wertigkeit" nennen.

Sie ergibt sich aus der Gesamtheit aller petrographischen Eigenschaften: der mechanischen Widerstandsfähigkeit, der Wasserdurchlässigkeit, Löslichkeit, Zerklüftung usw.

Der eigentlich ausschlaggebende Faktor in unserem Gebiete, in dem die meisten Horizonte steil aufgerichtet stehen, ist aber — abgesehen vom Massenkalk, den wir

gesondert betrachten werden — in erster Linie nur die mechanische Widerstandsfähigkeit der Schichten.

Die festesten Gesteine: die Quarzite, Konglomerate, Grauwacken, Sandsteine, Kieselschiefer, Diabasdecken usw. bilden immer Rücken, die leicht zerstörbaren Schiefertone, Alaunschiefer, Dachschiefer usw. immer Senken.

Andere, feinere Einflüsse lassen sich im Bereiche des arg zerrütteten Paläozoikums eigentlich nur an wenigen, besonders günstigen Punkten genauer feststellen.

Praktisch kommt noch als besondere Schwierigkeit hinzu, daß die einzelnen Horizonte mitunter bedeutenden faziellen Änderungen unterworfen sind, daß infolge der schlechten Aufschlüsse die Lagerungsverhältnisse bei ihrer Kompliziertheit vielfach unklar bleiben, daß viele als stratigraphische Einheiten ausgeschiedene Horizonte aus wechsellagernden Gesteinsbänken der verschiedensten Art bestehen und mit ihrem Hangenden und Liegenden durch allmähliche Übergänge verbunden zu sein pflegen, und daß endlich mit der tektonischen Zerstückelung und Zersplitterung und der Art der Schieferung die Widerstandsfähigkeit selbst ein und derselben Schicht ganz bedeutend schwanken kann. Das ideale Ziel wäre natürlich eine physiologisch-morphologische Kartierung des Gebietes etwa in der von Passarge (84) empfohlenen Form. Vorläufig müssen wir uns aber mit allgemeineren Betrachtungen begnügen, vor allem, weil die geologische Kartierung noch nicht ausreichend vorgeschritten ist. Jedoch behält sich der Verfasser vor, später ein bezeichnendes Meßtischblatt seines Gebietes nach obiger Methode zu bearbeiten.

Da die Entwicklung des Gebirges im Tertiär durch eine Fastebene hindurchgegangen ist, so besteht zwischen dem heutigen Relief und dem durch die geologische Struktur einst gegebenen keinerlei Zusammenhang. Die oft zu beobachtende sog. „Umkehr des Reliefs“ wird damit zu einer selbstverständlichen Erscheinung, die keiner näheren Erläuterung bedarf.

In dem petrographisch etwas eintönigen Gelände der sandig-tonigen Ablagerungen des Unteren und Mittleren Devons tritt die Beziehung zwischen Gestein und Oberflächenform nicht so auffällig in die Erscheinung. Hier bestimmt mehr der Einfluß der verschiedenen Erosionsformen das Relief. Im allgemeinen herrschen bei der Mächtigkeit der Schichten grob gegliederte, massige Gebirgsformen vor.

Nur einzelne Höhenzüge, die innerhalb dieser Abteilung des Devons schärfer heraustreten, sind deutlich petrographisch bedingt.

Das Ebbegebirge verdankt sein Vorhandensein hauptsächlich den harten Quarziten und Konglomeraten im Kerne des Ebbesattels. Diese Gesteine unterliegen hier wie auch in allen Nachbargebieten (Silurquarzit im Kellerwald und im Dillenburgischen, Taunusquarzit in der Eifel und im Hunsrück) infolge ihrer Festigkeit nur in geringem Maße der Zertalung und bilden daher durchweg geschlossene, wenig gegliederte Höhenzüge, die sich überall auffallend ähnlich sehen und schon die tertiäre Rumpffläche als sog. „Rumpfhöhen“ überragt haben müssen. Aber „die bedeutende Erhebung des Ebbegebirges ist sicher durch tektonische Ursachen mitbestimmt“ [1]). Darauf weisen auch die drei am Gebirgsrande von H. v. Dechen aufgefundenen Durchbrüche tertiärer Basalte hin (19, II, 48).

Der Höhenzug des Homert bei Eslohe besteht aus mitteldevonischem Caïqua-Sandstein [2]). Das ihm südlich vorgelagerte Salwey-Tal fällt mit einer, von weichen Tentaculitenschiefern erfüllten Mulde zusammen.

Die Reihe der großen Massive südlich des oberen Ruhrlängstales vom Bastenberge bis zum Olsberge wird von dem Hauptquarzit der „Ramsbecker Schichten“ = Mühlenbergsandstein (nach W. Henke) gebildet, dem sich nach N. und S. hin Grauwackenschiefer und Tonschiefer an-

1) Briefl. Mitt. des Herrn Dr. A. Fuchs.

2) Nach freundlicher Äußerung des Herrn Dr. W. Henke.

lagern. Dieser bis 100 m mächtige, meist massige Quarzit besitzt nahezu die Härte des Quarzes („7“). „Er hat mit dem höchsten Grade der Austrocknung das Maximum der Kohäsion erreicht“ (33, 12). Die Lagerungsverhältnisse sind hier ja, wie schon erwähnt, besondes einfach: Die ganze (überkippte) Schichtenfolge ist auf eine streichende Entfernung von 6 km so gut wie ungestört und besitzt ein regelmäßiges Einfallen von 30—40° S.

Zu der Kategorie der bergrückenbildenden Gesteine gehören ferner noch der „Rimmertquarzit“, der z. B. den geschlossenen Zug von Grisemert (östlich von Olpe) über den Roten Stein bis zur Wollfahrt bildet, ferner die „Orthocrinus-Schichten“, karbonatische Grauwackenschiefer, „sehr feste, schwer verwitternde Gesteine“ (96), die den Höhenzug nördlich des Lennetales von Altenhundem an aufwärts aufbauen, endlich im nordwestlichen Sauerlande besonders die „Mühlenbergschichten“, feste dickbankige Grauwackensandsteine, die die von der Erosion fast völlig verschonten Hochflächen von Zurstraße, Brechtefeld und Veserde — Wiblingwerde (die drei letzteren Ortschaften südlich von Hohenlimburg) zusammensetzen.

Ein Gegenstück dazu bilden die besonders in der weiteren Umgebung von Altena entwickelten Oberhonseler Schichten, „sandsteinfreie, milde Schiefer und Mergelschiefer“. Überall zeigen sich bei ihrem Auftreten deutliche Senken im Streichen, die vom Gewässernetz besonders bevorzugt werden. Daher ist eine größere Anzahl Seitentäler an ihren Verlauf gebunden. Es sei besonders z. B. auf den W.—O. gerichteten Teil des von Lüdenscheid nach Altena laufenden Rahmedetales hingewiesen, der sich seiner ganzen Erstreckung nach in diese Zone eingegraben hat [1]).

Nach R. Lepsius (62, 82) und K. Oestreich (82, 750) ist auch die Erhebung des Kahlen Astenberges

1) Blatt Lüdenscheid und Altena der Geologischen Karte von Preußen, kartiert von A. Fuchs. Im Druck befindlich.

petrographisch mitbedingt: Quarzitische Grauwackenschiefer rufen seine Höhe hervor.

Die ausgedehnte Niederung im oberen Wennegebiet hängt anscheinend mit dem Auftreten leicht zerstörbarer Ton- und Dachschiefer[1]) in einer widerstandsfähigeren Umgebung zusammen.

In den Gebieten intensiver Druckschieferung können bei dem gleichsinnigen Einfallen der Schieferung nach S. z. B. die Nordflügel von Mulden irgend eines Horizontes der Abtragung gegenüber gelegentlich größeren Widerstand als die zugehörigen Südflügel leisten.

Sättel- und Muldenschlüsse sind mitunter stark aufgesplittert und dadurch den im Hauptstreichen verlaufenden Partien gegenüber in ihrer Festigkeit herabgesetzt. Morphologisch sieht man daher in solchen Fällen Flügel und Gegenflügel des Sattels oder der Mulde einer widerstandsfähigen Gesteinsbank in Form von zwei im Streichen verlaufenden Bergrücken auftreten, die nach der Seite ihres Zusammenhanges aufhören und dadurch leicht einen Abbruch an einer Querverwerfung vortäuschen[2]).

Die Eruptivgesteine des Unteren und Mittleren Devons zeigen je nach Struktur und Zusammensetzung verschiedene reliefbildende Wirkung (s. z. B. Taf. V, Abb. 2).

Der dem oberen Mitteldevon eingeschaltete, besonders südlich der oberen Lenne auftretende sog. „Lenneporphyr“ weicht in seinen Oberflächenformen kaum von denen seiner Nachbargesteine ab.

Dagegen bildet der an der Basis der Cultrijugatuszone auftretende Quarzkeratophyrtuff von Bilstein „sehr häufig weithin sichtbare Klippen“ (96), während andererseits eine Tuffbank etwa 100 m unterhalb der oberen Grenze der Cultrijugatuszone keinerlei Neigung hat, im Gelände hervorzutreten.

---

1) Bei Fredeburg z. B., s. a. Sekt. Berleburg der v. Dechenschen Karte 1 : 80 000.

2) Diese Hinweise verdanke ich Herrn Dr. W. Henke.

Der schärfste Gegensatz zwischen einem weichen, leicht erodierbaren und einem unmittelbar daneben auftretenden harten, zähen Gestein dürfte am Istenberge bei Olsberg zwischen dem klingend harten Quarzporphyr der Bruchhäuser Steine und den brüchigen Schiefern der Umgebung bestehen. Bei der Ausräumung des Gierskoppbachtales sind die Porphyrmassen infolgedessen bis zu fast 90 m Höhe (am „Bornstein") herauspräpariert worden. Den Hauptsteilhang zeigen die Felsen auf der dem Tale zugekehrten Seite. Der der Erosionsbasis am nächsten gelegene „Rabenstein" hat sogar eine überhängende Wand.

An der oberen Ruhr und Neger treten im Lenneschiefer eine Anzahl deckenförmiger, meist steil aufgerichteter Diabaszüge auf, die die Täler quer durchsetzen. Bei ihrer Zähigkeit bilden sich jedesmal da, wo ein Diabaszug die Täler jener Flüsse kreuzt, Talengen, während im Gebiete des Lenneschiefers die Täler sich erweitern (94, 67. Taf. VI, Abb. 2). Diese quergerichteten Diabasrücken sind gewöhnlich mit Klippen besetzt und mit einzelnen Blöcken von Diabas bestreut.

Außerordentlich sinnfällig wirken endlich noch die großen Diabasporphyritdecken südlich der Ruhr von Wennemen bis Olsberg auf das Landschaftsbild.

Als imponierende, lange und steile Rücken begleiten sie das Ruhrlängstal. Häufig tritt auf ihnen das nackte Gestein in größeren Klippen zu Tage. Bei Olsberg gehen sie auf das rechte Ruhrufer über, um, durch einen Quersprung bei Altenbüren etwas nach N. verschoben, in der Richtung auf das Hoppecketal weiterzuziehen.

Örtlich beschränktes Auftreten des Diabases ruft im Gelände isolierte Kuppen hervor. Hierher gehört z. B. der hübsche Wallenstein bei Meschede.

Sobald wir das Gebiet der sandig-tonigen Devongesteine verlassen und in den Verbreitungsbereich des Massenkalkes gelangen, beobachten wir eine vollständige Änderung der Szenerie.

In die Gebirgslandschaft ist eingesenkt ein wenig gegliedertes, fast plateauartiges Gelände, das durch das im Schiefergebirge sonst seltene Fehlen einer Waldbedeckung noch besonders stark in die Augen fällt. Überblicken wir auf einer guten Übersichtskarte, z. B. der Reichskarte (1 : 100 000) oder der Topographischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches (1 : 200 000), die Stellen, auf denen die geologische Karte den Massenkalk angibt, so bemerken wir sie sofort durch ihren helleren Ton als ebene und waldfreie Partien, die sich scharf von ihrer Umgebung abheben.

Überall ist diese mächtige Kalkablagerung mit dem Auftreten derartiger Einsenkungen mit Plateaucharakter — wie wir diesen Typus in der Übersicht über die Oberflächengestaltung nannten (S. 137) — verknüpft.

Ihre Entstehung hängt eng mit zwei nur dem Kalk eigentümlichen petrographischen Eigenschaften zusammen, — seiner Wasserdurchlässigkeit und seiner Löslichkeit.

Das Gestein an sich ist zwar so gut wie undurchlässig (5, 116), aber zahllose Klüfte und Risse, die die Kalkmassen durchsetzen, ermöglichen dem Wasser leicht das Eindringen in den Untergrund.

Wie haben wir uns das Zustandekommen derartiger eingesenkter Flächen vorzustellen?

Ursprünglich lag natürlich auch die Massenkalkoberfläche annähernd im Niveau der tertiären Fastebene. Als mit der Hebung die neue Zertalung einsetzte, mußte die Eigenart des Massenkalkgesteins sehr rasch zur Geltung kommen.

Sobald nämlich der Grundwasserspiegel tiefer gesunken war als die Kalkoberfläche, konnten sich auf dieser keine fließenden Gewässer mehr bilden. Alle atmosphärischen Niederschläge sickerten sofort in die Tiefe und suchten unterirdisch den Anschluß an das nächste Grundwasserniveau, z. B. auch an einen im Massenkalk eingegrabenen Flußlauf, zu erreichen.

Bei diesem Versickerungsprozeß wurde zunächst die zu Tage ausgehende Oberfläche der Kalkmassen durch die CO_2-haltigen Wässer angegriffen und von den unzählbaren Spalten und Klüften aus zu allen möglichen abenteuerlichen Formen: Zacken, Spitzen, Schloten usw. aufgelöst.

Der sich bildende Lösungs- und Verwitterungsrückstand blieb, da kein oberflächlicher Abtransport stattfinden konnte, größtenteils als Lehmdecke erhalten[1]).

Den sich sammelnden Sickerwässern, denen sich unter Umständen noch ganze Bäche, die beim Übertritt in den Kalkbereich eingesickert waren, zugesellten, wohnte, wenn sie einmal ihren bestimmten Weg im Innern gefunden hatten, eine bedeutende Ausstrudelungs- und Lösungsfähigkeit inne: Ein unterirdisches Netz von Höhlen und Gängen entstand. Wenn Laufverlegungen eintraten, z. B. infolge weiteren Tiefersinkens des Grundwassers, so wurden die Hohlräume oft wasserfrei und begannen sich dann in der bekannten Weise allmählich mit Sinterbildungen aller Art zu füllen.

(Die Sauerländer Höhlen, besonders die Höhle bei Attendorn, sind ja gerade durch die Fülle und Pracht ihrer Stalaktiten, ihrer „Vorhänge“ usw., vor denen anderer Gegenden ausgezeichnet.)

In dem Maße, wie von der Massenkalkoberfläche das Material fortgelöst wurde, sank diese allmählich gegen die Nachbarschaft ein. Gelegentlich, wie z. B. südlich des Iserlohner Zuges[2]) bildeten sich dabei von den benachbarten Berghängen aus Verwitterungsschuttfächer, die die Grenze zwischen dem Kalk und seinem Nachbargestein verhüllen.

Der eigenartige Plateaucharakter wird in der Hauptsache von der alles überziehenden Lehmdecke hervorgerufen. Ist diese an einer Stelle auf irgend eine Weise entfernt, z. B. durch Einschwemmung in unterirdische

---

1) Der westfälische Massenkalk besteht zu etwa 98 v. H. aus $CaCO_3$, der Rest ist sandig-tonig.

2) S. Blatt Iserlohn der Geologischen Karte von Preußen.

Hohlräume, so tritt die natürliche bizarr-zerrissene Oberfläche der Kalkmassen zutage.

Eine solche größere von Lehm befreite Partie stellt das sog. „kleine Felsenmeer" bei Sundwig (unweit Iserlohn) dar (5, 123). Seine grotesken Felszacken haben zum Teil noch unter dem Einfluß der atmosphärischen Niederschläge ein Feinrelief erhalten, das lebhaft an die Karren- und Schrattenbildungen der Alpen und des Karstes erinnert. (Taf. VII, Abb. 1.)

Das sich nördlich daran anschließende „große Felsenmeer" ist nach R. Bärtling ein Einsturzkessel ehemaliger Höhlen, eine sog. Doline.

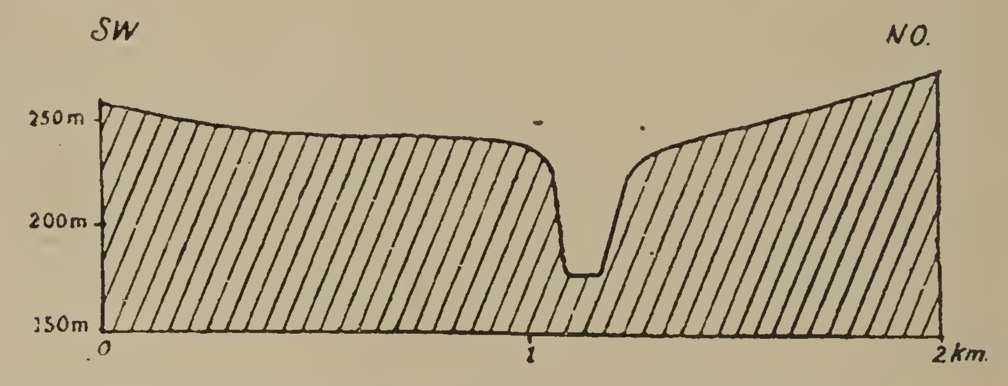


Fig. 8. Querprofil des Hönnetales am Haltepunkt Klusenstein.
Gestein: Massenkalk.
Länge : Höhe = 1 : 5.

Wegen seiner leichten Zerstörbarkeit für das Wasser knüpfen sich Talungen ziemlich häufig an den Stringocephalenkalk. Die Talformen sind fast überall dieselben. Ihr auffälliges Kennzeichen ist die Steilheit der Hänge, die oft senkrechte, in ihrem oberen Teile außerdem fast vegetationsfreie Wände bilden können. (Eine Ansiedlungsmöglichkeit finden die Pflanzen nur in den mit Lehm gefüllten Klüften). Überall sieht man daher an solchen Stellen den grauen Fels zutage treten. Der Fuß der Talhänge wird gewöhnlich von grasbewachsenen Schutthalden begleitet.

Die Entstehung derartiger Cañons ist in der Hauptsache durch die Unmöglichkeit jeder oberflächlichen Erosion abseits des Tales (aus diesem Grunde haben sich auch

die Reste der ehemaligen Kreide- und Tertiärdecke nur auf dem Massenkalk erhalten, S. 157 u. 163), sowie durch das Ausbleiben aller Vorgänge bedingt, die im undurchlässigen Gestein eine Gehängeverschrägung hervorrufen (z. B. Schuttbewegungen). Ihre Erhaltung wird außerdem noch durch die Massigkeit des Kalkes begünstigt, derzufolge sich senkrechte Wände bei jeder Stellung der Schichten halten können.

Bei der Entstehung des bekanntesten Tales dieser Art, des mittleren Teiles des Hönnetales (Fig. 8), mögen nach R. Bärtling vielleicht auch noch ehemalige unterirdische Laufstrecken vorgearbeitet haben.

Im Oberdevon- und Kulmgebiet ist die Beziehung zwischen der Landschaft und den am Aufbau beteiligten Schichtgliedern am ersten erkannt worden (s. S. 140) und in der Tat auch am sinnfälligsten entwickelt. Einen klaren Überblick über ein derartiges Gelände, das sich im Bereiche eines Blattes der geologischen Spezialkarte befindet (s. a.: 25) hat man von der Höhe des Burgberges bei Letmathe aus (Fig. 9).

Im N. erblickt man eine Landschaft von Rücken und Kuppen, die in solcher Fein-

Fig. 9. Kuppenlandschaft bei Letmathe (Lenne). Oberdevon und Kulm. Blick nach N. Die Schichten streichen in der Zeichenebene (vergl. hierzu das zugehörige Querprofil Fig. 10).

gliederung im Unter- und Mitteldevon nirgendwo zu beobachten waren. Deutlich lassen sich drei hintereinander gelegene Züge dieser kleinen länglichen Kuppen und Rücken unterscheiden.

Die geologische Karte zeigt, daß die Längserstreckung der Züge mit der Streichrichtung der Schichten zusammenfällt.

Vordergrund v. Fig. 9.

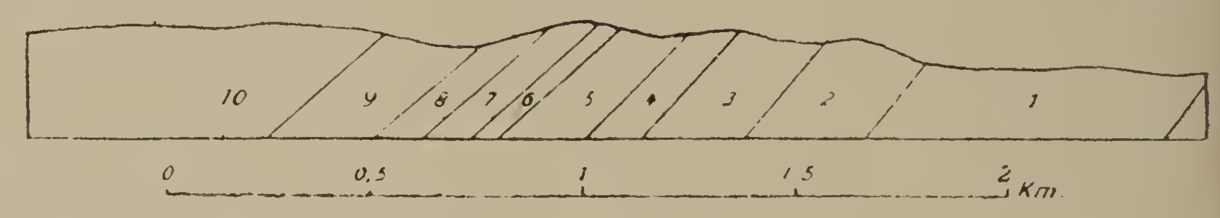


Fig. 10. Querprofil durch Oberdevon und Kulm bei Letmathe (nach Profil G–H des Blattes Hohenlimburg der Geologischen Karte von Preußen [1 : 25000]). S. Fig. 9.

10. Unteres Flözleeres.
9. Hangende Kulmalaunschiefer.
8. Plattenkalke } Kulm.
7. Kieselkalke } Kulm.
6. Lydite } Kulm.
5. Cypridinenschiefer, Knotenkalk und Wocklumer Kalk.
4. Plattensandstein.
3. Schiefer des oberen Oberdevons (graue, schwarze und sandige Schiefer).
2. Östricher Kalk.
1. Schiefer des unteren Oberdevons (Prolecaniten-, Büdesheimer Schiefer).

Morphologische Wirkung „selektiver“ Abtragung.
(Die gesperrt gedruckten Horizonte sind die Rückenbildner.)
Länge und Höhe in gleichem Maßstabe.

Ein Querprofil (Fig. 10) führt die Wirkung der einzelnen Horizonte auf die Oberflächengestaltung handgreiflich vor Augen. Die Lagerung ist hier höchst einfach, denn die ganze Schichtenfolge fällt gleichmäßig steil nach N. hin ein, wie es für den Nordflügel eines Sattels, hier des Remscheid-Altenaer, das Normale ist.

Das breite und tiefe Tal im Vordergrunde (mit der Ortschaft Östrich) fällt mit dem Auftreten der Prolecaniten- und Büdesheimer Schiefer zusammen. Den ersten, etwas abgeflachten Rückenzug bildet der Östricher Kalk. Die nun folgende Senke erfüllen die Schiefer des oberen

Oberdevons. Die mittlere Reihe von besonders markant gezeichneten Kuppen bestehte aus dm Plattensandstein, einem sehr widerstandsfähigen Baumaterial. Die nächstfolgende Senke liegt im Streichen der Cypridinenschiefer, und der letzte höchstgelegene Kuppenzug baut sich aus den Kieselschiefern, Kieselkalken und Plattenkalken des Kulms auf. Dahinter liegt eine weit verfolgbare Senke in den sehr weichen, meist mit der Hand zerdrückbaren oberen Kulmalaunschiefern, an die sich auch an allen anderen Stellen bedeutende Längstäler anschließen.

Untersuchen wir die petrographischen Eigenschaften der genannten Horizonte im einzelnen, so sehen wir unsern eingangs aufgestellten Satz bestätigt. Abgesehen von der Lagerung und der Mächtigkeit (selbstverständlich unter gleichem Klima und bei gleicher Lage zur Erosionsbasis) ist hauptsächlich nur die mechanische Widerstandsfähigkeit der Schichten für die Reliefbildung maßgebend.

Daß wir keine langgezogenen Rücken vor uns sehen, sondern kleine Einzelkuppen, hängt nach A. Fuchs mit der intensiven Zerstückelung dieser Schichten durch Querverwerfungen zusammen. Diese haben die geringmächtigen Schichtstücke etwas gegeneinander verschoben und infolge der damit verbundenen petrographischen Änderungen der Erosion einige günstige Angriffspunkte vorgezeichnet. Wo durch eine Querverwerfung die Berührung zwischen den beiden Teilen einer festen Gesteinsbank überhaupt aufgehoben ist, können sich natürlich die Flüsse besonders leicht eingraben. Ein sehr gutes Beispiel ist der Flehmer Bach bei Letmathe, der den ganzen Kuppenzug durchsägt hat, weil ihm die Unterbrechung des Plattensandsteins den Weg öffnete.

Anthropogeographisch ist bemerkenswert, daß die Schiefertonsenken beackert werden, während der steinige Boden der Kuppen selbst nur für Waldkultur geeignet ist. Gerade die Tatsache, daß meist nur der Gipfel dieser Kuppen bewaldet ist, unterstreicht ihre Eigenart im Gelände so außerordentlich. Wo man wandern mag,

ob westlich von Arnsberg, bei Warstein oder bei Elspe, überall erkennt man die Kulm-Kuppen und -Rücken an ihrer Steilheit und der eigenartigen, meist nur auf die obere Hälfte beschränkten Bewaldung auf den ersten Blick.

In der Gegend des oberen Hönnetales, wo die fraglichen Schichten stark gestört sind, werden auch die orographischen Verhältnisse dementsprechend verworren.

Zwischen Westenfeld und Wennemen ist die Lagerung wieder einfacher. Von Altenhellefeld bis Visbeck verläuft die den Schiefern des Oberdevons entsprechende Senke (das Profil ist gegen das vorige etwas geändert); dann folgt im N., äußerst markant, fast 10 km schnurgerade von SW. nach NO. gerichtet, der Zug des hohen, mauerartig steilen Kulmrückens (Kieselschiefer und Plattenkalke), weiter nördlich, über Hellefeld ziehend, die ebenso typische, etwa 1 km breite, tief ausgeräumte Kulmalaunschiefersenke, die man geradezu als durchlaufendes Längstal von der Sorpe bis zur Ruhr auffassen kann. Den Gegenhang dieses Tales endlich bildet (aller Wahrscheinlichkeit nach) die unterste Grauwackensandsteinbank des Flözleeren.

Außerordentlich typisch ist endlich noch das Ruhrlängstal von Meschede bis Wennemen (Taf. IV, Abb. 3). Das Ruhrtal selbst ist genau in den Streifen der leicht spaltbaren (mitteldevonischen) Flinz- und Dachschiefer eingegraben, an die sich bei Nuttlar die dortige Schieferindustrie knüpft. Die Schiefer des Oberdevons schließen sich nach N. in schmalem Saume daran an. Die das Ruhrtal nördlich begleitende Kette der hochaufragenden Kuppen der Hard, des Eiserkaulen, des Hülsen-, Hein- (s. Fig. 4, S. 125), Langen-, Nühren- und Voßberges (s. Taf. IV, Abb. 3) bestehen aus Kulmkieselschiefer und -plattenkalk. Dahinter tritt in den hier anscheinend sehr mächtigen Kulmalaunschiefern wieder eine durchlaufende Depression ein.

Dem Rücken endlich, der im N. die Wasserscheide gegen die Möhne trägt, dürfte wie oben die unterste Grauwackenbank des Flözleeren entsprechen.

In eigenartiger Weise hat sich die Talbildung

diesen Verhältnissen angepaßt. Die Kuppenreihe wird nur in wenigen, tief eingeschnittenen Engtälern durchbrochen; gleich hinter ihr in den Alaunschiefern verzweigen sich die Bäche fächerförmig nach allen Seiten und verursachen eine hochgradige Zertalung dieses Geländes (s. Nuttlarer Bach!)

In eigenartigem Gegensatz zu dem unruhigen Relief der Oberdevon- und Kulmgesteine steht das ausgedehnte Gebiet des Flözleeren Karbons.

Seine drei, von P. Krusch für das mittlere Ruhrgebiet bei Schwerte-Menden aufgestellten Zonen wirken, wie auch die geologische Spezialuntersuchung festgestellt hat, in verschiedener Weise auf das Landschaftsbild.

Die untere sog. Grauwackenzone „bildet einen ziemlich massiven, wenig gegliederten Bergzug“ (5, 80).

In der mittleren Grauwacken- und Schiefertonzone prägen sich die einzelnen Grauwackenbänke „durch lange, flache Oberflächenwellen“ aus, die mit flachen, breiten, streichenden Senken in den Schiefertonen abwechseln.

Die hangende Schiefertonzone oder „Zone der Ziegelschiefer“ (R. Bärtling), die außerordentlich mürbe und daher bei der Faltung intensiv verwalzt und verknetet ist, macht sich durch eine bedeutende allgemeine Erniedrigung des Geländes im Streichen bemerkbar, die auf der Strecke von Wickede (Ruhr) bis zur Lennemündung vom Ruhrtal benutzt wird.

Auch das Relief des Arnsberger Waldes mit seinen ruhigen, flachen, langgezogenen Rücken ist auf den regelmäßigen Wechsel von Grauwacken- oder Sandsteinbänken und Schiefertonhorizonten zurückzuführen.

Noch weit wirkungsvoller als das Flözleere zeigt das Produktive Karbon (in erster Linie die Magerkohlenpartie) die morphologischen Unterschiede zwischen „harten“ und „weichen“ Gesteinsbänken. Seine Schichten bestehen ebenfalls aus einer Wechsellagerung von Tonschiefer und Sandsteinen. Letztere können mitunter als Konglomerate mit quarzitischem Bindemittel ausgebildet

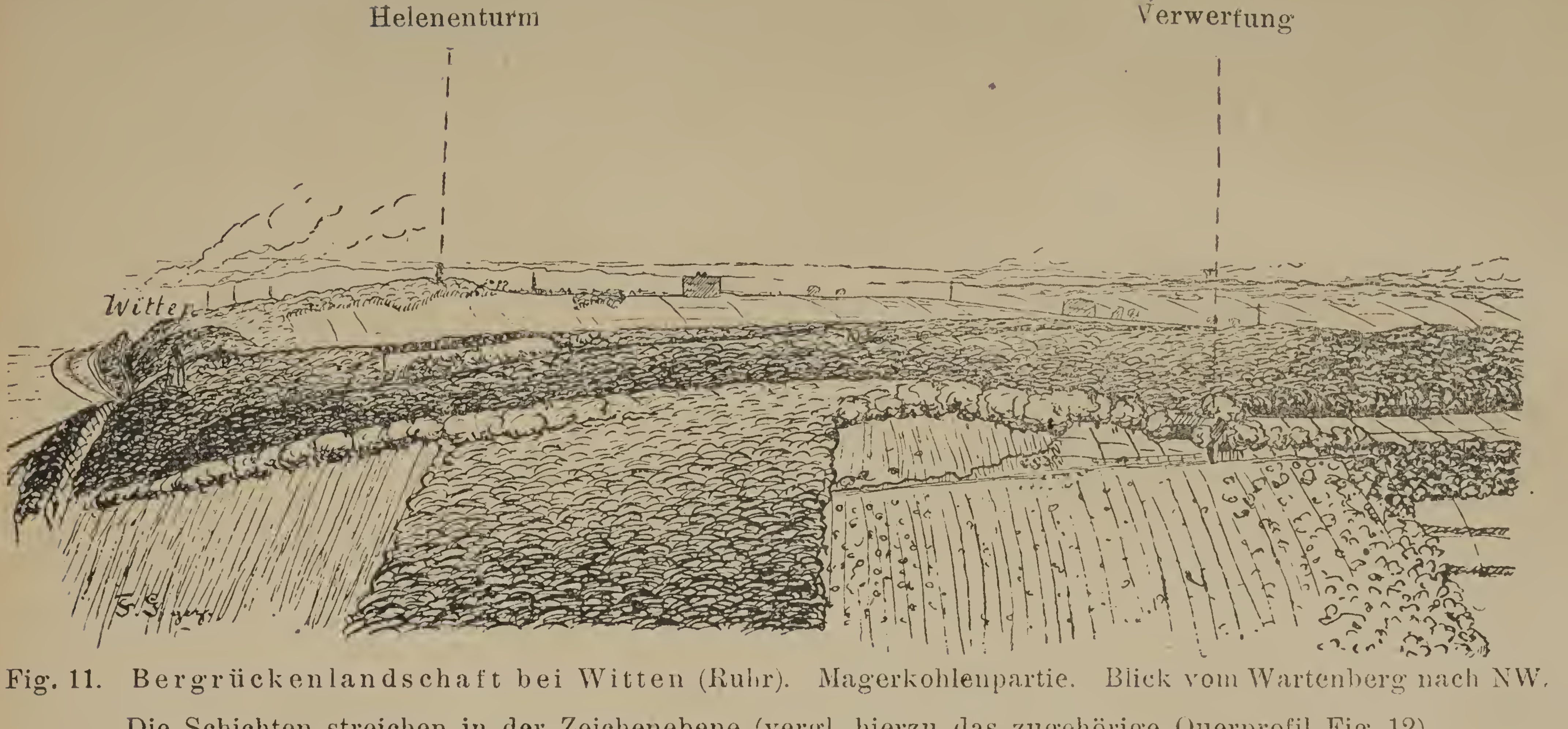


Fig. 11. Bergrückenlandschaft bei Witten (Ruhr). Magerkohlenpartie. Blick vom Wartenberg nach NW. Die Schichten streichen in der Zeichenebene (vergl. hierzu das zugehörige Querprofil Fig. 12).

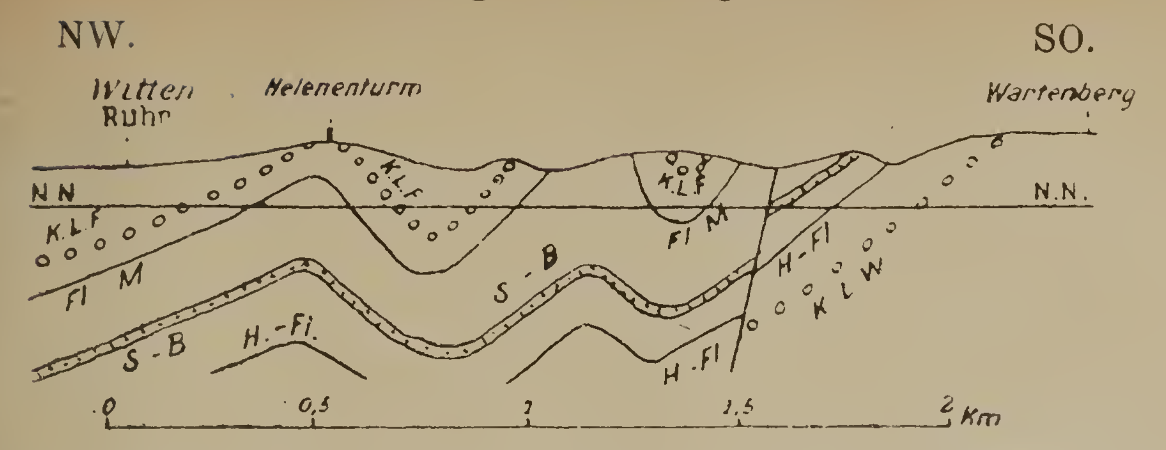


Fig. 12. Querprofil durch die Magerkohlenpartie bei Witten.
(Nach Profil A—B des Blattes Witten der Geologischen Karte von Preußen [1 : 25000]). S. Fig. 11.

KLF = Konglomerat im Liegenden von Flöz Finefrau.
Fl. M. = Flöz Mausegatt.
S.-B. = Sandsteinbank.
H.-Fl. = Hauptflöz.
KLW = Konglomerat im Liegenden von Flöz Wasserbank
(Die Zwischenmittel sind durchweg Tonschiefer.)
Länge und Höhe in gleichem Maßstabe.

Fig. 13. Typische Oberflächenformen des Produktiven Karbons (Magerkohlenpartie) im Ardey.

Die Bergrücken entsprechen widerstandsfähigen Werksandsteinbänken, die Senken und Täler leicht zerstörbaren Schiefertonen. Die Schichten streichen wie die Bergzüge von SW. nach NO. Zickzackförmiger Verlauf der Hauptwasserscheide (— - - — - —). Nach Meßtischblatt Witten.

sein. Jede dieser oft mächtigen Sandsteinbänke erzeugt da, wo sie an der Oberfläche ausstreicht, einen scharfen, langgestreckten Bergrücken, jeder größeren Schiefertonzone entspricht eine Talung (Fig. 11 und Profil Fig. 12. Ferner Taf. VI, Abb. 1 u. Fig. 13).

Querverwerfungen, die die Sandsteinbänke verschieben, verschieben in gleicher Weise die Bergrücken. Die Verwerfungsspalten führen, in der Regel Wasserzuflüsse, die durch Brunnen leicht zugänglich zu machen sind. So ist im „Ardey" eine ganze Anzahl von Einzelgehöften an derartige Querverwerfungen gebunden (44, 30, Fig. 11). Mulden- und Sattelschlüsse rufen hufeisenförmig gekrümmte Bergrücken hervor, auf die R. Bärtling aufmerksam gemacht hat (5, 146). Die Wasserscheiden halten sich nach Möglichkeit auf der Gipfellinie der einander gleichlaufenden Bergrücken, indem sie die dazwischen liegenden Geländemulden auf dem kürzesten Wege überspringen. Auf diese Weise kommt ein zickzackförmiger Verlauf zustande, wie ihn Fig. 13 für einen Teil der Hauptwasserscheide im Ardeygebirge zeigt.

Einen Leithorizont dieser Formation, der besonders hohe und steile Rücken bildet und von R. Bärtling durch das ganze Industriegebiet verfolgt worden ist, bildet die Konglomeratschicht unter Flöz Finefrau (s. Fig. 12, KLF) „Wegen der Schroffheit ihrer Oberflächenformen, die in ihrer überaus großen Härte begründet ist, ihrer Neigung unzugängliche, steile Bergkegel zu bilden, sind eine große Anzahl von alten Herrensitzen auf dieser Schicht aufgebaut" (5, 27).

Wir erwähnen noch, daß die harten Gerölle des Mendener Konglomerates inmitten der ruhigeren Landschaft des oberen und mittleren Flözleeren ein ziemlich gebirgiges Gelände hervorrufen.

Der Typus der Mittelgebirgslandschaft hört sofort auf, wenn wir uns den Oberflächenformen der nächsten Formation, der Kreide zuwenden. Hier finden wir überall Tafellandschafts- und Plateaucharakter.

Nur flache Talungen schaffen eine geringe Gliederung.

Derartige Formen erhalten größere Verbreitung im Niederrheinisch-Westfälischen Industriegebiet. Das Relief wird hier überdies noch erheblich abgeschwächt durch die alles überziehende Decke des diluvialen Lößlehms.

Auf die Formen der ausgehenden Kreideschichten längs der Haar kommen wir bei Besprechung der Talgeschichte der Möhne zurück; ebenso sollen die Formen der Diluvialterrassen an entsprechender Stelle behandelt werden.

Die Endmoränen der 2. Vereisung bilden bei Langendreerholz einen typischen Bogen von Hügeln, deren Sandmaterial jedoch schon weitgehend abgebaut ist.

d) Die Talgeschichte des Ruhrgebietes.

Unsere letzten Betrachtungen haben zur Genüge gezeigt, welch weitreichenden Einfluß die petrographischen Verhältnisse auf das Landschaftsbild ausüben.

Damit ist aber erst ein geringer Teil der Oberflächengestaltung in seinen kausalen Zusammenhängen klargestellt worden. Wie jede topographische Karte zeigt, wird die landschaftliche Hauptgliederung des Ruhrgebietes von den Talformen geschaffen, deren Entstehung wir uns nunmehr zuzuwenden haben.

Die ersten und wichtigsten Anhaltspunkte für die Geschichte des Flußnetzes sind die Reste ehemaliger Talböden, die die Talsohlen der größeren Flüsse, besonders die der Ruhr, in Form höherliegender, bald mehr, bald weniger gut erhaltener Schotterterrassen umsäumen (Taf. IV, Abb. 4, M.-T., Taf. V, Abb. 1, T, Abb. 3, M.-T.). Diese Bildungen mußten möglichst genau kartiert und, soweit das ausführbar ist, auch gegliedert werden. Im unteren Ruhrgebiet (von Wickede [Ruhr] und Werdohl [Lenne] abwärts) hat diese Arbeiten die Geologische Landesanstalt ausgeführt. Die Terrassen an der Möhne, an der oberen Ruhr und an der Lenne

(zum Teil) wurden vom Verfasser in längerer Feldarbeit untersucht.

Die ersten nennenswerten Flußterrassenablagerungen an der oberen Ruhr treten uns beim Verlassen der südnördlich gerichteten Laufstrecke bei Olsberg entgegen. Zwischen Ruhr und Gierskoppbach, ferner in der Ziegelei am Bhf. Olsberg und auf dem der Mündung des Antfelder Baches gegenüberliegenden Sporn tritt eine kleine Schotterterrasse ca. 10—20 m über dem Talboden auf.

Südlich von Nuttlar finden sich Spuren einer noch höher gelegenen Terrasse in Gestalt einzelner Gerölle auf dem Hals des kleinen Sporns südlich der Schiefergrube ca. 50 m über der heutigen Talaue. In derselben Höhenlage wie oberhalb ist die untere Terrasse auch an der Elpe- und Valmemündung entwickelt und umsäumt von hier ab als schmaler Streifen die Talaue in dem großen Längstale bis Meschede. Bei Gut Laer, unweit Meschede, lassen sich schon drei deutlich voneinander zu trennenden Terrassen unterscheiden: Die untere in 5—15 m, eine mittlere in etwa 40—50 m und eine obere (vereinzelte Schotter südlich der Klause) in 70 m Höhe über der Talsohle. Einen hübschen Aufschluß in den Terrassenbildungen zeigt die Ziegelei nördlich von Meschede.

Von Meschede ab dehnen sich die Terrassen besonders nach N. zu in den oberen Kulmalaunschiefern bedeutend aus. (Die Dechensche Karte [Sekt. Berleburg] zeigt sie zum Teil als Alluvium eingetragen.) Es handelt sich hauptsächlich um Lehme mit einzelnen Schottern. Die Kulmkuppen des Heim-, Schneisen- und Geitenberges durchragen diese Terrassenniederungen, die sich landschaftlich durch ihre Felderbedeckung sofort von der bewaldeten Umgebung des anstehenden Gesteins abheben.

In dem durch starke Mäanderbildung ausgezeichneten Abschnitte des Ruhrlaufes bei Freienohl gehen die Terrassenablagerungen, ohne scharf von einander getrennt zu sein, auf die Gleithänge über, die an ihrer flußauf-

wärtsgelegenen Seite durch das Abwärtswandern der Mäander stark unterschnitten sind.

Beachtenswert ist die Strecke Freienohl-Öventrop. Der nördlichste der großen Talsporne (von Brumlingsen) wird hier durch eine SO.—NW. verlaufende Senke eingeschartet, die zugleich von der Landstraße Meschede-Arnsberg benutzt wird. Einzelne an ihren Flanken gefundene Flußschotter weisen darauf hin, daß es sich hier entweder um eine Halserniedrigung durch zwei einstige, einander sehr nahe gerückte Mäander (hierfür würde auch der deutliche alte Prallhang, anscheinend aus der Zeit der Mittelterrasse sprechen, der an der SO.-Wand des Scheidekopfes zu beobachten ist) oder sogar um einen ehemaligen lokalen Flußdurchbruch handelt. Die Sohlenhöhe dieser Einsattelung liegt heute bei 266 m, d. i. 40—50 m über der Talsohle, zwischen Höhen von 368,3 m und 321,7 m. Die letztere Zahl gehört zu dem von der Ruhr ringsum herausgeschnittenen Rest des Sporns, der den treffenden Namen „Scheidekopf" trägt.

Bei Rumbeck sind alle drei Terrassen deutlich entwickelt. Die untere liegt hier 10—20, die mittlere 20—40, die obere 40—50 m über dem Alluvium. Besonders eindrucksvoll sind die Steilabfälle der zweiten Terrasse. (Taf. IV, Abb. 4.) Auf der rechten Talseite sind ebenfalls 2—3, schwerer zu trennende Flußterrassen vorhanden.

Sucht man den schmalen Sporn südlich des Lüsenberges bei Arnsberg ab, so findet man spärlich darauf verstreut einige Schotter als Überreste einer noch höheren, vierten Terrasse.

Ebenso trägt auch der Arnsberger Rücken selbst in der Umgebung des Galgenberges derartige Reste. Diese Funde zeigen, daß die so äußerst markante Flußschlinge bei Arnsberg frühestens zur Zeit jenes ältesten Talbodens entstanden sein kann, und zwar wahrscheinlich — soweit man sich bei dem Fehlen der geologischen Spezialaufnahme hierüber überhaupt äußern will — unter

dem Einfluß der in der Arnsberger Antiklinalen hier durchstreichenden harten Kulmplattenkalke, durch die die Tiefenerosion verzögert wurde, so daß sich die vorhandene lebendige Kraft in vermehrter Seitenerosion umsetzen konnte. In diesem Falle wäre die Schlinge als „Härtemäander“ (6, 193) zu bezeichnen.

Die Terrassen selbst sind bei Arnsberg in nennenswerter Weise nur östlich der Stadt am linken Talhange vom Lüsenberg bis südlich der Teutenburg entwickelt und an den Wegeeinschnitten mehrfach aufgeschlossen (Taf. V, Abb. 1, T). Während die Flächen des Alluviums und der Unterterrasse, der Unterterrasse und der Mittelterrasse durch leicht erkennbare Geländeabsätze getrennt sind, wird der Verlauf der Oberterrasse nur durch Bestreuung mit vereinzelten Schottern angedeutet.

Bei Hüsten besitzen alle drei Terrassen auf der linken Talseite bedeutende Oberfläche und reichen bis in die Nähe des Schlosses Herdringen. Die Unterterrasse ist in den Ziegeleien südlich vom Bahnhof Neheim-Hüsten gut aufgeschlossen. In der westlichen Ziegelei ist außerdem zu beobachten, daß die Auflagerungsfläche der Terrassenkiese und -lehme einen Quellhorizont bildet. Von hier bis zur Einmündung der Möhne finden wir nur die untere Terrasse gelegentlich.

An der Möhne treten deutliche Reste ehemaliger Talböden erst von Rüthen an auf. Das Tal ist hier wie überhaupt auf seinem ganzen Zuge weiter abwärts in die Schichten des Flözleeren Karbons eingeschnitten, die auf der Nordseite des Tales überall von der Kreidedecke überlagert werden.

Wandern wir von Belecke aus auf der Landstraße nach Rüthen bis etwa 500 m hinter den Punkt, an dem die Eisenbahnstrecke nach Lippstadt abzweigt, so haben wir rechts die Talaue der Möhne, zur Linken erblicken wir eine untere Schotterterrasse etwa 10 m über dem Alluvium.

Gehen wir nun nach N., so treffen wir eine zweite

Schotterablagerung in 20—30 m, eine dritte in etwa 40 m Höhe, die alle durch deutliche steilere Böschung und zum Teil Anstehendes von einander getrennt sind. Nördlich daran schließt sich die Kreidedecke (> 50 m).

Die obere Kreide besteht hier wie auch weiter im W. zunächst aus dem Cenoman. Darüber folgt das Turon in Form des Labiatus- und Brogniarti-Pläners. Der letztere bildet als widerstandsfähigste Stufe überall die höchste Erhebung der Haar (2, 115). Die Mergel mit *Inoceramus labiatus*, die sich durch sehr mürbe Beschaffenheit und leichten Zerfall an der Luft auszeichnen, rufen längs des ganzen Südabfalls der Haar eine überall vorhandene Geländestufe hervor, deren Basis von den wieder festeren Cenoman-Schichten (zum Teil Grünsandsteine, besonders im O.) gebildet wird. Untersuchen wir aber dieses Cenoman-Plateau genau, so finden wir von Zeit zu Zeit einige flache abgerollte Gesteinsstücke von Grauwacken oder Sandsteinen, d. h. echte Flußschotter darauf verstreut liegen.

Dieses Vorkommen ist für die Entstehung des Möhnetales von großer Bedeutung.

Sucht man nämlich die gesamte Cenomanoberfläche, d. h. den über 50 km lang der Haar südlich vorgelagerten Geländeabsatz, planmäßig ab, so trifft man dieselben Schotter von Rüthen an über Körbecke bis Niederense und in der Umgebung von Höingen (nördlich von Neheim) überall wieder an.

Gelegentlich wandern sie bis über den Kamm der Haar (nördlich von Günne und Delecke, s. a.: 1). Ruhrabwärts kommen sie in der Umgebung von Bausenhagen mit einigen Lehmresten in derselben Lage wieder vor. R. Bärtling hat ihnen hier besondere Aufmerksamkeit gewidmet und sie durch Vergleich mit Vorkommen an der unteren Ruhr als Reste einer Präglazial-Terrasse (Oberpliozän) gedeutet (3, 159).

Bei einem Vergleich der bei Belecke und Rüthen gefundenen Schotter mit den im W. anzutreffenden zeigt sich eine deutliche Größenabnahme von O. nach W. Diese

Tatsachen lassen keinen Zweifel darüber, daß wir es hier mit einem alten Flußlaufe vermutlich präglazialen Alters — in bezug auf die einzige Vereisung, die bis zur Haar reichte — zu tun haben. Diese Ur-Möhne floß wie die heutige Möhne von O. nach W. und war größtenteils in der Ausstrichzone des Labiatus-Pläners angelegt. Wie schon erwähnt (S. 163), reichte hier die Kreidedecke ehemals weiter nach S. und ist erst durch die jüngere Erosion entfernt worden.

Der Möhnelauf, dessen Anlage und Richtung mit den petrographischen und tektonischen Verhältnissen des Paläozoikums keinerlei Zusammenhang zeigt, ist demnach epigenetischer Entstehung. Das Zuflußgebiet griff jedoch, wie aus der Beschaffenheit der ältesten Schotter hervorgeht, schon damals bis ins alte Gebirge hinüber.

Es verdient besondere Beachtung, daß H. Stille für die benachbarte Alme ebenfalls epigenetische Entstehung nachgewiesen hat (102). (Bei Niederntudorf stehen unter dem Geschiebemergel Kiese an, die ausschließlich aus Plänergeröllen bestehen. Daraus geht hervor, daß der präglaziale Almelauf noch nicht wie heute bis ins Schiefergebirge eingeschnitten war).

Unterhalb der Cenoman-Stufe sind die drei Möhne-Terrassen nie auf längere Strecken zusammenhängend entwickelt, sondern meist nur auf einzelne Punkte beschränkt. Oft fehlen sie auch vollständig.

In der Umgebung des Blomenhofes bei Völlinghausen treffen wir sie durchschnittlich in folgenden Höhenlagen:

U.T. : 10—15 m über der Talsohle,
M.T. : 25 m,
O.T. : 35—40 m,
Cenoman-Plateau > 50 m.

Bei Körbecke:

U.T. : 15 m,
M.T. : 30 m,
O.T. : 40 m,
C.-P. : > 45 m.

Bei Himmelpforten:

U.T. : 5—15 m,
M.T. : 25—30 m,
O.T. : 45 m;
C.-P. : > 50 m.

Bei Neheim schließen sich die Möhneterrassen den Ruhrterrassen zwanglos an.

Die Ruhrterrassen treten bei Bachum in folgenden Höhenlagen auf:

U.T. : 15—20 m,
M.T. : 25—35 m (Taf. V, Abb. 3),
O.T. : > 40 m.

Während bisher die Terrassenzüge sich im wesentlichen an den heutigen Talverlauf anschlossen, zweigt sich von Bachum über Voßwinkel, Voßwinkler Heide bis Wimbern ein breiter Terrassenstreifen ab und läuft quer von O. nach W. durch das umgebende Bergland. Die Schotter steigen dabei bis auf 70—80 m über den heutigen Talboden. Orographisch macht sich dieser Terrassenzug im Gelände leicht kenntlich: Die Terrassenlehme werden durchweg beackert. Der Wald bleibt infolgedessen auf die Umgebung beschränkt. Zugleich hat sich ein ganzes Band von Siedlungen auf diesem Streifen entwickelt, der sich außerdem noch durch eine bedeutende Geländeerniedrigung bemerkbar macht.

Auf der rechten Seite der Ruhr beginnen die Terrassen wieder bei Hüningen und begleiten den Fluß an der Haar entlang über Wickede weiter flußabwärts.

Von Wickede bis Herdecke hat sich die Ruhr in die wenig widerstandsfähigen milden Schiefertone der obersten Abteilung des Flözleeren eingeschnitten (60, Bl. Menden, so). Mit dem Eintritt in diese Schicht ändert sich der bisherige Charakter des Ruhrtales. Die Talaue, auf der sich der Fluß von nun ab in freien Windungen bewegt, gewinnt eine Breite von etwa 1 km. An Stelle der starken Schlingen des Talbodens treten weite, sanfte Bögen. Eigentliche Prall- und Gleithänge sind nicht mehr

zu beobachten. An den ganzen Lauf der Talaue lagern sich in großer Breite die drei Terrassen, die nur örtlich durch das Auftreten widerstandsfähiger Schichten schmaler entwickelt sind (so besonders durch die Werksandsteinbänke bei Fröndenberg und das Mendener Konglomerat). Die in der Umgebung von Bausenhagen am Südabfall der Haar sich entlang ziehenden Reste einer noch höheren Terrasse (70—80 m über dem Talboden) sind schon oben erwähnt (S. 185). Die Ruhrterrassen, besonders die untere, sind hier oft geradezu modellartig schön ausgebildet, indem ihre ebenen Oberflächen mit scharf ausgeprägtem Steilrand gegen die Talsohle absetzen.

Ihr Gefälle entspricht im wesentlichen dem des heutigen Ruhrlaufes. Genaue Abweichungen lassen sich wegen der Wirkungen der nachträglichen Erosion kaum mit Sicherheit berechnen.

Wichtig ist das von P. Krusch bei der Spezialkartierung nachgewiesene Vorkommen ausgedehnter Erosionsflächen südlich der Ruhr bei Sümmern, Ost-Sümmern und in der Waldemei (bei Menden), die bis über 120 m über die heutige Talsohle hinaufreichen und sich dabei zum Teil 5—6 km von der Ruhr entfernen (60, Bl. Menden, 83). „Da die Längserstreckung dieser Abrasionsfläche parallel zum heutigen Ruhrtale verläuft, ist die Vermutung gerechtfertigt, daß sie den Rest eines in früherer Zeit enorm breiten Ruhrtales darstellt. Diese höchstliegenden Terrassen haben vielleicht schon tertiäres Alter.“

Die im ganzen Schiefergebirge zu beobachtende Erscheinung, daß bei südnördlich fließenden Bächen das Westufer meist flach ist und Terrassenbildungen trägt, während das östliche als Steilufer ausgebildet ist, ist am Öse-, Krebs-, Abba-, Baar-, Else- und Wannebach überall zu verfolgen.

Am „Drüfel“ bei Schwerte (59, Bl. Hörde) hat sich neben der unteren, mittleren und oberen Terrasse, die hier auf der rechten Seite der Ruhr durch horstartiges

Vorspringen des oberen Flözleeren eine Breitenentwicklung von 4 km erreichen, ein kleiner Rest der 4. Terrasse, der „Drüfel-Terrasse“ R. Bärtlings (5, 40), erhalten.

Die Terrassen haben folgende relative Höhenlage:

U.T. : 2—5 (— 10) m,
M.T. : 35—40 m,
O.T. : 50—60 m,
Drf.-T. : 70 m.

Bei Westhofen verursachen die an Querverwerfungen plötzlich auftretenden harten Werksandsteinbänke der untersten Magerkohlenpartie auf der rechten Seite ein ebenso plötzliches Aufhören der älteren Talbodenreste.

Wir sind so an der Lennemündung angelangt.

Bei der bedeutenden Härte der vorherrschenden Gesteine des Unteren Devons und der Lenneschiefer und dem meist quergerichteten Verlaufe des Lennetales läßt sich schon voraussehen, daß die Terrassen an der Lenne nur spärlich entwickelt sein werden, da infolge der Steilheit der Hänge und der Tiefe des Tales die älteren Talböden nachträglich wieder weitgehend zerstört worden sind.

Im oberen Lennetale treten von Nieder-Fleckenberg an abwärts schmale Terrassen etwa 5 bis 10 m über der Talsohle auf (besonders bei Saalhausen). Bei Kickenbach kartierte W. E. Schmidt Reste einer höheren, etwa 40 m hoch gelegenen Terrasse. Bei Meggen liegen diese Bildungen auf dem linken Lenneufer in 15—20 und 50 m Höhe. Bis Grevenbrück ist nur die untere Terrasse bald auf der linken, bald auf der rechten Seite der Lenne vorhanden.

Im Bereiche der Attendorn-Elsper Doppelmulde tritt bei Finnentrop die untere Terrasse 8—10 m, die höhere etwa 30 m hoch auf. Reste eines noch älteren Talbodens finden sich nach W. Henke (47, 13) in Form einzelner Gerölle auf dem Massenkalkplateau (70—80 m).

Weiter lenneabwärts finden wir die Terrassen in ähnlichen Höhenlagen bald hier, bald dort in kleineren

Partien, oft in schmalen, meist geböschten Leisten an den schroffen Talwänden erhalten.

Ihr Auftreten auf den von den enggewundenen Mäandern umschlossenen Spornen bei Werdohl beweist mit großer Deutlichkeit, daß an dieser Stelle die heutigen Lennemäander sich nicht bloß einfach von einem ältesten Talboden aus eingesenkt, sondern sich großenteils erst im Verlaufe des Einschneidungsvorganges schrittweise zu ihrer jetzigen Gestalt entwickelt haben.

Auch die auf dem Blatt Hohenlimburg der geologischen Spezialkarte (Berlin 1911) kartierten Terrassenvorkommen zeigen, daß die Schlingen, die heute für die ganze Gestaltung des Lennetales so ungemein bezeichnend sind, in keiner Weise einen ursprünglichen, einfach eingesenkten Flußverlauf widerspiegeln. Falls ein solcher einst den Ausgangspunkt der Mäanderbildung gebildet hat, so ist doch heute seine Gestalt infolge der auf den Talböden der Folgezeit eingetretenen Laufveränderungen, zum Teil noch infolge des Einflusses der Struktur in seinen Einzelheiten nur in rohester Form wiederzuerkennen.

Auf dem Massenkalkzuge von Iserlohn bis Letmathe finden sich nach A. Denckmann (23) einige Schotterreste, in denen die charakteristischen Gesteine des oberen Lennegebietes fehlen und die nur Gesteine aus dem jüngeren Lenneschiefer enthalten.

„Wir kommen also zu der Vermutung, daß zur jüngeren Tertiärzeit oder zur älteren Diluvialzeit, dem Verlaufe des milden Massengesteins folgend, ein Wasserlauf existiert hat, dessen Zuflußgebiet noch nicht im S., sondern westlich oder östlich lag. Läßt sich dieses auf der ganzen Linie nachweisen, so ergibt sich hieraus, daß die in der Hauptrichtung S.—N. fließenden Gewässer später entstanden sind.“

Auf diese wichtige Anschauung werden wir in späteren Ausführungen noch zurückkommen (S. 203).

Die oberste Lenneterrasse hat sich in größeren Resten besonders südwestlich von Halden erhalten. Beim

Eintritt in die leicht zu erodierenden Schichten des Flözleeren tritt eine starke Erbreiterung der Terrassen ein. Die ausgedehnten Ackerflächen bei Berchum und Garenfeld, die steil zur Talaue abbrechen, entsprechen der Mittelterrasse, während das ganze linke Lenneufer von Halden bis Bathey von einem über $^1/_2$ km breiten Bande der unteren Terrasse begleitet wird.

Die Volmeterrassen zeigen nichts grundsätzlich Neues. Bei Brügge finden sich nach A. Fuchs Reste einer unteren und mittleren Terrasse, am Wippekühl bei Schalksmühle ein Rest der oberen Terrasse. Eine große Anzahl kleiner Einzelreste aus allen drei Stadien ist in der Umgebung von Dahl erhalten geblieben (Bl. Hohenlimburg der Geologischen Karte von Preußen, Berlin 1911).

Mit den eigenartigen Formen des Ruhrtales in der Umgebung der Lenne- und Volmemündung müssen wir uns etwas näher beschäftigen. Es handelt sich besonders um die Entstehungsgeschichte der markanten Schlingen, die Fluß und Talboden auf der Strecke von Hohensyburg bis Wetter beschreiben (s. Bl. Witten und Hagen der Geol. Karte von Preußen, Berlin 1909 u. 1911).

Die geologische Karte zeigt, daß das Gelände südlich des Bogens zwischen Lenne und Volme durch Terrassenbildungen aus allen drei Einschneidungsstadien eingeebnet ist. Auf dem Herdecker Sporn haben sich außer diesen drei Terrassen am Sonnenschein noch Reste eines höheren Talbodens erhalten. Während am Kaisberg bei Wetter nur die untere Terrasse und weitverbreitete Einzelschotter, besonders in der von der Eisenbahn benutzten Senke bei Vorhalle kartiert sind, ist der Wetterer Sporn wieder mit Partien aller drei Terrassen bedeckt. Diese Verteilung beweist zunächst, daß genau so wie oberhalb im Ruhrgebiet auch hier die Mäander großenteils erst im Laufe des Einschneidungsprozesses sich zu den Formen entwickelt haben, in denen sie uns heute vorliegen.

Bei genauer Betrachtung zeigt sich, daß die Bogen der heutigen Talsohle sich aus einzelnen Längs- und Querstücken

zusammensetzen, von denen die letzteren in ihrer Richtung mit den Querverwerfungen übereinstimmen. Diese Tatsache hat P. Krusch zu der in den geologischen Erläuterungen zum Ausdruck gebrachten Auffassung veranlaßt, daß der Ruhrlauf hier „vorwiegend tektonisch angelegt“ sein dürfte.

R. Bärtling (3, 158) hat gegen diese Ansicht den geologischen Einwand geltend gemacht, daß ebensoviele gleichwertige Störungen über die Höhen des Ardeygebirges verlaufen, ohne daß bei ihnen irgend eine Einwirkung auf die Angriffsrichtung der Erosion erkennbar wäre.

Diesem läßt sich noch ein weiterer morphogenetischer Gesichtspunkt hinzufügen, der uns zugleich die Entstehungsweise dieser Quer- und Längsstrecken vor Augen führt. Wie wir hier vorwegnehmen können, erweist sich nämlich die Talaue im Unterlaufe der Ruhr ebenfalls als aus derartigen Längs- und Querkomponenten zusammengesetzt.

Aus den Kartierungen der Geologischen Landesanstalt ergibt sich dabei folgendes: Zur Zeit der Aufschüttung der Oberterrasse floß die Ruhr im wesentlichen von O. nach W. Während des Akkumulationsstadiums bildeten sich auf diesem alten Talboden bedeutende Mäander, die sich nach Wiederbelebung der Tiefenerosion einschnitten und dadurch festlegten. Dabei mußten sich die außerordentlich scharfen Gegensätze in der Zerstörbarkeit der Sandsteinbänke des Produktiven Karbons einerseits und seiner Schiefertone andererseits unbedingt geltend machen. Die Folge war, daß die Flußabschnitte da, wo sie in das leichter zerstörbare Gestein gerieten, bestrebt waren, sich dem Verlaufe der am leichtesten zu erodierenden Schiefertonzonen möglichst anzuschließen, während die Verbindungsstrecken den harten Sandsteinhorizonten gegenüber versuchen mußten, sich auf den Weg des geringsten Widerstandes einzustellen, d. h. die Bänke quer zu durchbrechen. An Hand der jüngeren Terrassen

(besonders bei Dahlhausen und Steele) läßt sich der Fortschritt dieses Prozesses mitunter sehr deutlich verfolgen. Das Ergebnis ist notwendig die diagonale Zerlegung (104, 527, 56, 367) in streichende und quergerichtete Komponenten im Verlauf der heutigen Talaue (s. a. S. 200).

Dieselben Einflüsse müssen auch für den eckigen Verlauf der Talaue an der Lenne- und Volmemündung verantwortlich gemacht werden, denn die maßgebenden Faktoren sind die gleichen. Auch sie entwickelten sich also aus normalen Bogen und haben erst bei der Eintiefung rein unter dem mechanischen Einfluß der ungleichen Widerstandsfähigkeit der Gesteine eckigen Verlauf angenommen.

Die erste Veranlassung zur Anlage dieser beiden Bogen auf jenem älteren Talboden ist möglicherweise in der Stoßkraft der Volme und Lenne zu suchen.

Daß ausreichend kräftige Nebenflüsse bei ihrer Einmündung den Hauptfluß leicht in Pendelbewegungen versetzen (z. B. die Ahr den Rhein [89, 199] usw.) ist eine öfter zu beobachtende Tatsache.

An der Ennepe in der Nähe der Volmemündung läßt sich etwas Ähnliches feststellen. Dieser Fluß wird durch den von S. kommenden Hasperbach ebenfalls stark auf die Gegenseite getrieben und beginnt von da ab Krümmungen zu beschreiben.

Die Ursache des Durchbruches der Ruhr von Wetter bis Witten quer durch die Schichten der Magerkohlenpartie läßt sich aus dem uns gegenwärtig zur Verfügung stehenden Tatsachenmaterial nicht mit Sicherheit angeben.

Querverwerfungen kommen nicht in Frage. Möglicherweise handelt es sich ebenfalls um das Querstück einer Diagonaltalbildung großen Stiles, die sich aus einem ältesten, heute zerstörten Talboden entwickelt hat. Als dazugehörige Längsstrecke wäre etwa der Abschnitt Schwerte-Wetter aufzufassen.

Von Witten ab machen sich einschneidende Änderungen in den Terrassenverhältnissen geltend, die durch

die Kartierungsarbeiten R. Bärtlings genauer bekannt geworden sind (3, 155-177, 4, 191-204, 5, 358 ff.).

In den Hauptzügen hat sich folgendes ergeben:

Im älteren Diluvium trat die Ruhr etwa bei Witten aus dem Gebirge aus und breitete ihre Schotter in einem ausgedehnten Fächer über ein Vorland-Plateau, dessen Begrenzung heute durch die Orte Witten, Frohlinde, Kastrop, Riemke, Kray und Stoppenberg gegeben ist. Intensive Verwitterung und Entkalkung dieser Schottermassen und Zerstörung der alten Hochfläche der Präglazialschotter zwischen den Stoppenberger und Riemker Höhen, wobei Niveauunterschiede bis zu 50 m geschaffen wurden, kennzeichnen (vermutlich) den Eintritt der ersten Eiszeit. (Ein einsames Stück des einstigen Plateaus hat sich im Mechtenberge bei Kray erhalten, dessen Spitze noch einen Rest dieser Präglazialschotter trägt.) Dann legte sich eine Lößdecke über die neugeschaffenen Oberflächenformen. Eine erneute Abtragungsperiode leitet das Herannahen des Inlandeises der zweiten norddeutschen Vereisung ein, dessen Grundmoräne Berg und Tal überzieht und stellenweise die alten präglazialen Schotter überlagert. Auch sie wird entkalkt und (als Äquivalent der dritten Vereisung) von einer Lößdecke überzogen, die heute an der Oberfläche zu fruchtbarem Lößlehm entkalkt ist und im Ruhrkohlengebiet überall die älteren Bildungen verhüllt.

Die präglazialen Höhenschotter werden von Bärtling mit der Terrasse am Drüfel bei Schwerte und von Trienendorf bei Wengern parallelisiert und als Äquivalent der ersten norddeutschen Eiszeit aufgefaßt. Dieser alte Talboden, die sog. „Drüfelterrasse", besitzt bedeutend größeres Gefälle als die ihr zeitlich zunächst folgende Oberterrasse und kreuzt diese infolgedessen in der Essener Gegend.

Die noch höher liegenden Reste bei Bausenhagen, zu denen auch die Möhneschotter auf dem Plateau des Cenoman am Südabfall des Haarrückens zu stellen sein würden, ferner die Abrasionsflächen bei Menden, die

Reste am Sonnenstein bei Herdecke und vereinzelte Schottervorkommen in Mittelstiepel, am Krausen Baum (nördlich von Rellinghausen bei Essen) und bei Heisingen werden von Bärtling ebenfalls als ein einheitlicher Talbodenzug unter der Bezeichnung „Sonnensteinterrasse" von oberpliozänem Alter zusammengefaßt.

Für unsere Studien von großer Wichtigkeit ist aber die Tatsache, daß die Endmoränen der zweiten Vereisung bei Langendreerholz den alten Ruhrlauf zwischen Kaltenhardt und Stockum zugeschüttet und die Ruhr auf diese Weise gezwungen haben, sich einen neuen Weg nach W. zu suchen, dessen ursprüngliche Richtung sich in dem Verlaufe der Oberterrasse erhalten hat. Aus ihrem Auftreten geht hervor, daß die den Unterlauf auszeichnenden gewaltigen Windungen bei ihr noch nicht vorhanden waren.

Nur von Steele bis Kupferdreh zeigt auch der Verlauf der Oberterrasse einen scharfen Richtungswechsel, dessen Erklärung aber keine Schwierigkeiten verursacht. Die Ruhr geriet nämlich auf dieser Strecke in die von Bärtling aufgefundene Endmoräne von Kupferdreh, die natürlich im Vergleich zum Steinkohlengebirge dem Flusse das Einschneiden ungemein erleichterte und ihn daher aus seiner ostwestlichen Richtung herauslenkte.

Die mittlere und untere Terrasse schließt sich auf dem Unterlaufe der Ruhr dem heutigen Zuge der Talaue im allgemeinen an. Der Talboden selbst ist, wie schon erwähnt (S. 192), aus einzelnen Längs- und Querstücken zusammengesetzt und zeigt also mit dieser Laufzerlegung eine ziemliche Abhängigkeit von den Gesteinsunterschieden des Untergrundes, von der in den Windungen des eigentlichen Flußlaufes nichts mehr zu erkennen ist.

Ehemalige Prall- und Gleithänge sowie Altwasser, die vielfach auftreten, beweisen, daß der Fluß in der jüngsten Vergangenheit hier oft sein Bett verlegt hat.

Eine derartige Flußverlegung fand in historischer Zeit z. B. bei Blankenstein statt: Der verlassene Arm am

Fuße des Blankensteiner Prallhanges ist der Rest des Bettes, das die Ruhr bis zum Jahre 1486 innehatte. Damals grub sie sich gelegentlich eines Hochwassers ihr heutiges Bett, „und Haus Kemnade, einst rechts von der Ruhr erbaut, liegt seit dieser Zeit weit links derselben“ (10, 68, Anm.).

Bei Mülheim, wo die Ruhr in die Niederrheinische Ebene übertritt, schließen sich ihre Terrassen an die des Rheines an. —

In wenigen Worten sei noch auf die Entstehung des in Turistenkreisen bekannten Wasserfalles im Elpetale (bei dem Dorfe Wasserfall, unweit Ramsbeck) hingewiesen. Sein Auftreten ist auf Anzapfung zurückzuführen (s. Fig. 14).

Parallel mit der Elpe läuft nämlich etwa 700 m weiter westlich ein Bach an der Grube „Aurora“ vorbei nach N., der in seinem oberen Teil — dies ist das Wesentliche — etwa 150 m höher fließt als die Elpe selbst. Infolge des sehr geringen Abstandes angesichts dieses ansehnlichen Höhenunterschiedes und der dadurch beschleunigten rückschreitenden Erosion war es einem ihrer westlichen Seitenzweige möglich, die trennende Geländeschwelle verhältnismäßig leicht zu durchsägen und dadurch dessen Oberlauf zur Elpe herüberzuziehen. An der Anzapfungsstelle befindet sich der — allerdings wenig wasserreiche und in trockenen Zeiten oft ganz aussetzende — Fall. Der morphologische Befund an Ort und Stelle zeigt, daß der angezapfte Oberlauf zuerst normal nach N. fließt, dann in steiler, scharf eingerissener Schlucht zum Wasserfall hin umbiegt, 30 m herabstürzt und endlich (im Streichen der Schieferung) nach O. zur Elpe hinabströmt. In seiner ursprünglichen Fortsetzung läßt sich sein früheres Tal am Dorfe Wasserfall vorbei (w. Pkt. 594) als wasserlose Talmulde nach N. deutlich verfolgen. Erst nach etwa 800 m Entfernung von der Anzapfungsstelle entwickelt sich dann in dieser der oben erwähnte, in nördlicher Richtung weiterfließende Bach. —

Mit den Flußterrassenstudien haben wir folgendes erreicht:

Erstens ergibt sich die Genese des Ruhrunterlaufes (nach Bärtling),

zweitens wissen wir, in welcher Weise sich die heutigen Hauptflüsse von ihren ältesten Talböden aus eingegraben haben.

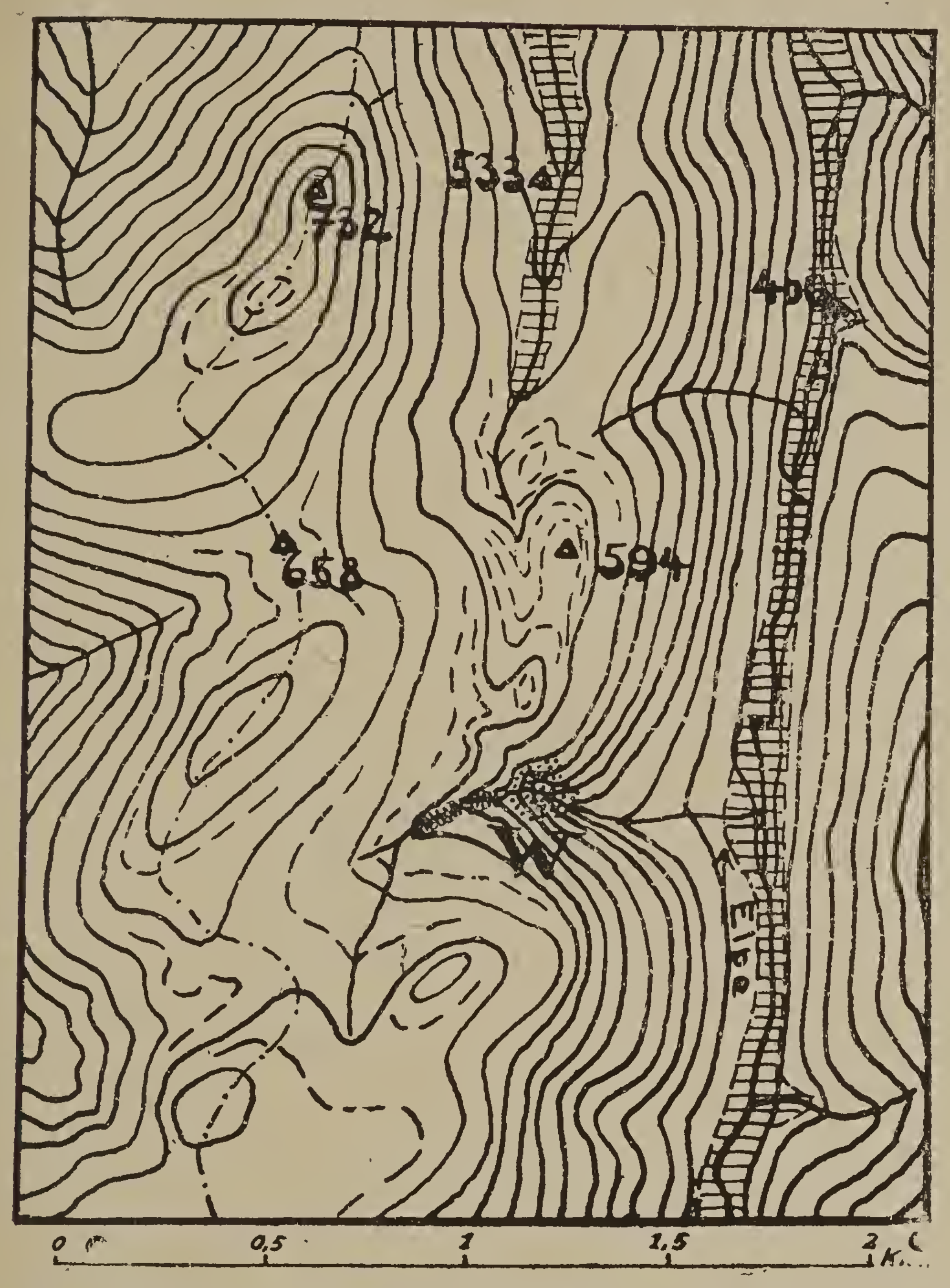


Fig. 14. Umgebung des Wasserfalles (W) im Elpetal, unweit Ramsbeck in Westfalen. Nach Meßtischblatt Eversberg.

Als wichtiges Resultat hat sich dabei ergeben, daß die zahllosen Mäander an der Möhne, der Ruhr, der Lenne und Volme in der Regel auf der Oberterrasse vorgebildet, aber erst Hand in Hand mit der Einsägung der Täler zu ihrer heutigen Form gelangt sind, also für den

Gesamtverlauf des Talzuges großenteils nur nebensächliche Bedeutung besitzen, — ferner, daß die Terrassen, abgesehen vom Unterlauf der Ruhr, sich durchweg an die heutigen Flußläufe anschließen. Schotterzüge, die auf größere Erstreckung hin isoliert durch das Gebirge liefen, treten in unserem Gebiete nicht auf.

Welche Faktoren haben nun diese ältesten Talzüge bestimmt?

In erster Linie werden wir an die petrographischen Verhältnisse zu denken haben. Von der Ur-Möhne, deren Richtung nicht durch das Paläozoikum, in das sich der Fluß heute eingeschnitten hat, vorgezeichnet ist, wissen wir schon, daß sie sich in ihrer Anlage wesentlich an die Ausstrichzone des Labiatus-Pläners gehalten hat.

Das Ruhrtal von Wickede bis in die Gegend der Volmemündung ist ebenfalls, wie die Spezialgliederung des Flözleeren durch P. Krusch ergeben hat, rein petrographisch bedingt. Es fällt seiner ganzen Erstreckung nach mit einer der am wenigsten widerstandsfähigen Schichten überhaupt des ganzen Paläozoikums, den Schiefertonen des oberen Flözleeren, zusammen.

Ähnliche Verhältnisse beobachten wir in dem Ruhrlängstale von Meschede bis Nuttlar. Im N. begleiten es die harten Kulmkieselschiefer und -plattenkalke, im S. die Diabasporphyritdecken.

Der Talboden selbst deckt sich mit der Ausstrichzone der stark druckgeschieferten, daher leicht spaltbaren Nuttlarer Flinz- und Dachschiefer. Mit seltener Klarheit zeigt sich so der Zusammenhang zwischen der Widerstandsfähigkeit der Gesteine und der Talbildung gerade auf dieser Strecke (Taf. IV, Abb. 3).

Soweit bisher Kartierungen vorliegen, folgt der Oberlauf der Lenne von Altenhundem an aufwärts ebenfalls relativ leichter zerstörbarem Gestein und zwar den Schiefern der Oberkoblenzschichten und der Cultrijugatuszone, die den Kern der Altenhundem-Saalhausener Sättel erfüllen. Nördlich und zum Teil auch südlich werden

diese von den sehr festen, schwerverwitternden Orthocrinusschichten eingefaßt.

Daß wir hier im oberen Lennetal eine der gewaltigsten Talfurchen unseres ganzen Gebietes überhaupt vor uns haben, ist jedenfalls auf den außerordentlich großen Niederschlagsreichtum der höheren Einzugsregionen zurückzuführen (Regenhöhe jährlich 1000 mm!). Nur ganz bedeutende Wassermassen haben — im Hinblick auf die übrigen Talungen — eine derartige Hohlform ausräumen können.

Die vier Abschnitte der Hauptflüsse des Ruhrgebietes, bei denen eine direkte petrographische Bedingtheit besteht, haben wir damit angeführt. (Der von Denckmann angenommene ehemalige Flußlauf auf dem Massenkalk bei Iserlohn-Letmathe [s. S. 190] würde auch hierher gehören.)

Der erste von ihnen, die Möhne, wurde in seiner Richtung von dem ostwestlich auslaufenden Südrand der Kreidedecke bestimmt und nimmt als epigenetische Bildung eine Sonderstellung ein. Die drei übrigen folgen dem Generalstreichen des alten Gebirges.

Im einzelnen zeigen sich die Flüsse und ihre Täler natürlich an zahllosen Punkten dem Einfluß des Gesteins unterworfen.

Das Möhnetal bietet dafür ein gutes Beispiel. Von Belecke bis über Sichtigvor hinaus windet sich der Fluß auf einer stellenweise 600 m breiten, vollkommen geradlinig verlaufenden Talsohle. Das diese Strecke begleitende Gestein sind die Tonschiefer des Flözleeren, die nur einzelne Einlagerungen von Sandsteinbänken aufweisen.

Von Allagen bis Völlinghausen ist das Tal kaum wiederzuerkennen.

Die Talaue verengt sich bis auf 150—250 m, besitzt starke Windungen und zeigt ausgesprochen scharfe Gegensätze zwischen Prall- und Gleithängen. Untersucht man hier die Gesteinsverhältnisse, so findet man überall dunkle, quarzitische, sehr harte Grauwackensandsteine anstehend,

die besonders bei Allagen in großen Steinbrüchen ausgebeutet werden.

Von Völlinghausen an hört das Durchstreichen der Grauwacken auf. Zugleich hat das Tal wieder die ruhigen Formen wie oberhalb.

Die Ursache dieser Erscheinung ist unschwer zu erkennen.

Die Krümmungen, die der Fluß aus früheren Akkumulationsstadien besaß, wurden beim Einschneiden im harten Gestein fixiert und infolge der vermehrten Seitenerosion sogar etwas vergrößert.

Während der Fluß hier noch gegenwärtig an der Vernichtung der Talsporne arbeitet, konnte er diese Aufgabe im Bereiche der Schiefertone längst bewältigen und sich eine breite geradlinig verlaufende Aue anlegen.

Dieselben Verhältnisse gelten auch für die Windungen der Ruhr bei Freienohl.

Obwohl hier jede spezielle Kenntnis des geologischen Aufbaues noch fehlt, so läßt sich doch vermuten, daß der Fluß hier die grauwackenreiche untere Zone des Flözleeren durchbricht. Zugleich zeigt sich hier wieder mit großer Deutlichkeit, daß die harten Schichten von dem älteren Talboden (Oberterrasse) auf dem kürzesten Wege durchbrochen werden (s. S. 192/3). Dadurch weicht der Flußlauf an dieser Stelle erheblich von seiner nordwestlichen Durchschnittsrichtung ab, — eine Abweichung, die der Fluß durch die direkt unterhalb anschließende, mehr längsgerichtete Laufstrecke wieder ausgleicht.

Von den Nebenflüssen seien nur die angeführt, bei denen sich der Anschluß an die Struktur besonders auffallend geltend macht.

Das Salweytal bei Eslohe folgt den oberdevonischen Tentaculitenschiefern; der ostwestlich gerichtete Teil des Rahmedetales bei Altena den Oberhonseler Schichten (oberes Mitteldevon); die streichenden Stücke des Elspetales den Kulmalaunschiefern. Das stark besiedelte Ennepetal folgt mit seiner schnurgeraden Richtung von WSW. nach

ONO. dem Spaltensystem der „Ennepeverwerfung“, die eine völlige Zerrüttung der beteiligten Gesteine hervorgerufen hat (40, Bl. Hagen, 33-35). Heute hat sich der Fluß von diesen streichenden Spalten aus um etwa 500 m nach N. zu in der Richtung des weicheren Gesteins verschoben.

Im übrigen zeigen die Flüsse auf kleinstem Raume noch Abhängigkeit vom Aufbau. Im härteren Gestein: Talverengungen, im weicheren: Ausweitungen, — das ist ein geläufiger Zusammenhang, der sich immer wieder der Beobachtung aufdrängt. —

Einen weiteren Gesichtspunkt für die Analyse der Talgeschichte liefert uns eine Untersuchung über die Abhängigkeit der Flüsse von der ehemaligen Abdachungsrichtung der schräggestellten Rumpffläche.

Hand in Hand mit der Heraushebung des Schiefergebirges am Ende der Tertiärzeit bildete sich eine größere Anzahl neuer Täler, weil durch die Gefällszunahme eine allgemeine Wiederbelebung der Erosion einsetzte. Außerdem verursachte die gleichzeitig eintretende Vermehrung der Niederschläge eine Vergrößerung der Erosionstätigkeit.

Es erhebt sich nun die Frage, ob wir den Verlauf dieser Abflußrichtung heute noch feststellen können. Er muß wiederzuerkennen sein, wenn wir uns die sämtlichen Täler des Ruhrgebietes wieder zugeschüttet denken.

Verfasser hat zu diesem Zwecke versucht, durch Konstruktion „oskulierender“, d. h. die höchsten Geländepunkte berührender Isohypsen die vorhandenen Plateaureste wieder zu einem einheitlichen Ganzen zu vereinigen.

Bei dieser Konstruktion, zu der sich am besten die Blätter der Reichskarte (1 : 100 000) eigneten und bei der man nur gelegentlich auf die Meßtischblätter zurückgreifen mußte, waren folgende Gesichtspunkte maßgebend:

Es ist klar, daß sich die alte Rumpffläche am besten da erhalten hat, wo noch heute der Plateaucharakter in der Landschaft vorherrscht.

In diesen Gebieten hat die Rekonstruktion ihre sichersten Stützpunkte.

Wo aber das ehemalige Plateau zu einem Berglande aufgelöst ist — und das ist in dem überwiegenden Teile des Ruhrgebietes der Fall, — liefern uns die Berggipfel die Anhaltspunkte. Da hier die Erosionswirkung am geringsten ist, so geben sie im allgemeinen das Niveau der ehemaligen Landoberfläche noch gut wieder.

Aus einer genügenden Anzahl solcher Gipfelpunkte läßt sich dann der Verlauf der zugehörigen Höhenlinien leicht interpolieren. Ferner sind noch einige kleinere Bezirke zu beachten, in denen das Auftreten leicht zerstörbarer Gesteine oder die frühere und jetzige Erosion der Flüsse eine allgemeine Erniedrigung der Oberfläche hervorgerufen haben. Hier versagt natürlich jeder Rekonstruktionsversuch. Bei kleineren Gebieten kann man sich dadurch helfen, daß man die Isohypsenteile der Nachbarschaft über das betreffende Gebiet hinweg miteinander verbindet. Bei größeren würde eine derartige Ergänzung zu willkürlich ausfallen: Dann wird das Gebiet auf der Karte als Einsenkung im umgebenden Gelände erscheinen.

Das Ergebnis der sich über einen größeren Teil des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges erstreckenden Rekonstruktion zeigt die Karte Taf. XI. Die Höhenlinien sind in Abständen von 50 zu 50 m gewählt.

Das Gesamtbild bringt in sinnfälliger Weise die Einförmigkeit der alten Rumpffläche zum Ausdruck. Alle Täler sind verschwunden. Auffallend gleichmäßig dacht sich die Oberfläche nach NNW. hin ab. Erst auf der südwestlichen Wasserscheide vollzieht sich eine scharfe Umbiegung der Isohypsen in die SSO.-Richtung. Dadurch zeigt sich klar der grundlegende Gegensatz zwischen der älteren Abdachung des Ruhrgebietes und der allmählich durch die vom Rhein aus eingeleitete Randzertalung neugeschaffenen Abdachung zur Niederrheinischen Bucht.

Als isolierte Rumpfhöhen erheben sich über das allgemeine Flächenniveau das Ebbegebirge, der Höhenzug

des Homert und die Massive des Ramsbecker Quarzitzuges. Schwächer macht sich der Balverwald mit seiner Umgebung bemerkbar.

Die Attendorn-Elsper Doppelmulde tritt im Kartenbild als größere Einsenkung in die Erscheinung, eine Folge der späteren starken Erosion in diesem Gebiete. Auf derselben Ursache beruht auch das Auftreten eines Streifens geringerer Meereshöhe, der genau mit der von Honseler Schichten erfüllten Lüdenscheider Mulde (41, 116) zusammenfällt.

Betrachten wir nun das Verhältnis der einzelnen Flüsse und Flußabschnitte zur Abdachung der unzertalten Oberfläche, so zeigt sich, daß fast sämtliche der Möhne, der Ruhr und der Lenne von linksher zuströmenden Nebenflüsse (besonders Glenne, Wester, Hönne, Röhr, Wenne, Henne usw.) nahezu senkrecht auf den Höhenlinien stehen, also Abdachungsflüsse (jüngerer Entstehung) darstellen. Die von manchen Geologen geteilte Anschauung, daß diese S.—N. fließenden Flüsse nur Querstörungen ihre Richtung verdanken, läßt natürlich unerklärt, weshalb sie ausnahmslos von S. nach N., nicht aber ebensogut zum Teil von N. nach S. fließen — ganz abgesehen davon, daß die Querstörungen im Paläozoikum (wenn nicht gerade ausschlaggebende petrographische Änderungen mit ihnen verbunden sind) an und für sich auch nicht die geringste Wirkung auf das Relief etwa in Form einer Talbildung ausgeübt haben.

Die obere Ruhr, die Neger, Elpe und Valme gehören ebenfalls zu dieser Gruppe, denn bei der Nähe der Erosionsbasis (hier des Ruhrlängstales) und dem Niederschlagsreichtum der Einzugsgebiete ist die Durchsägung des Ramsbecker Quarzitzuges durch die rückschreitende Erosion verständlich. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß der südlich des Quarzitzuges gelegene stark druckgeschieferte Tonschieferbezirk erst nachträglich zu der Senke denudiert worden ist, die unsere Karte zeigt.

Die linksseitigen Zuflüsse der Lenne fügen sich ebenfalls den Abdachungsverhältnissen, wenn auch ihre

Verteilung im einzelnen durch das Auftreten der Rumpfhöhe des Ebbegebirges beeinflußt wird und daher von dem übrigen Bilde etwas abweicht. Für die Bigge fehlt allerdings die exakte Grundlage, weil es hier im Bereiche der Attendorn-Elsper Doppelmulde an geeigneten Stützpunkten für eine Rekonstruktion fehlt. Doch spricht die ganze Anlage des Flußnetzes dafür, daß hier keine Ausnahme vorliegt. In scheinbarem Widerspruch hierzu stehen nur die „eingesenkten Mäander", die für den Biggelauf von Olpe an so bezeichnend sind, sonst aber bei der Kategorie der Abdachungsflüsse wenig auftreten. Nun ist die Bigge aber der einzige Abdachungsfluß, der gezwungen war, bis zu seiner Einmündung von SW. nach NO., das heißt fast im rechten Winkel zur allgemeinen Böschung zu fließen. Sein Gefälle war deshalb auf diesem Teil seines Laufes (Olpe—Mündung) überaus schwach, die Seitenerosion überwog, und es mußte während der Aufschüttung der obersten Terrasse zur Bildung einer Talaue von großer Breite kommen. Die auf ihr entstehenden Mäander sägten sich späterhin ein.

Mit zu den wichtigsten Ergebnissen dieses Rekonstruktionsversuches gehört die Feststellung, daß der durchschnittlich von SO. nach NW. gerichtete Lennelauf von Altenhundem bis zur Mündung sowie der diesem parallele Ruhrabschnitt von Wennemen bis unterhalb Neheim nicht der Neigung der Rumpffläche folgen, sondern zu dieser Richtung um einen Winkel von etwa 30° gedreht sind.

Diese beiden Flußstrecken sind ferner in keiner Weise in ihrer Richtung geologisch vorgezeichnet.

Es handelt sich also hier um Flußabschnitte, die mit den heute im Ruhrgebiet nachweisbaren Gesetzen keinen Zusammenhang mehr zeigen und deshalb älter als die Heraushebung des Schiefergebirges sein dürften.

Welche Ursachen sie einst geschaffen haben, ist bei dem Fehlen ausreichender Anhaltspunkte nicht mit Sicherheit zu sagen. Im Hinblick auf ihre Geradlinigkeit und ihre sonst ganz unbegründete Parallelität möchte ich

annehmen, daß sie Reste von Flüssen darstellen, die vor der Miozänzeit, einer ältesten Abdachung (von SO. nach NW.) folgend, die Rumpffläche zum Nordmeere hin entwässerten. Allem Anschein nach gehören die Volme und die nnw. gerichteten Abschnitte des Wupperlaufes ebenfalls zu dieser Gattung. —

Fassen wir unsere bisherigen Betrachtungen zusammen! (Karte Taf. XII).

Auf Grund der vorliegenden Tatsachen stellt sich uns die landschaftliche Entwicklung des Ruhrgebietes in seiner jüngsten Vergangenheit folgendermaßen dar:

Vor dem Miozän bildete das Einzugsgebiet der Ruhr einen Teil der großen tertiären Fastebene, die sich in allen mitteldeutschen Gebirgen und weit darüber hinaus hat nachweisen lassen.

Seine Täler waren breit und flach.

Sein Flußsystem setzte sich aus zwei genetisch verschiedenen Abschnitten zusammen. Der eine Teil deutete vielleicht noch die gegebene Abdachung der Rumpffläche zum Meere hin an, der andere stand in engem Zusammenhang mit der petrographischen Struktur. (Die ausgedehnte Mitwirkung von Flußstrecken der letzteren Art wird von W. M. Davis als typisch für den Beginn des „Greisenalters" angesehen (14, 68), ein Zustand, der in diesem Falle ja tatsächlich vorlag).

Seit dem Miozän hob sich nun das Gebiet längs zweier Systeme von quergerichteten Abbruchlinien (im W. gegen die Niederrheinische Bucht, im O. gegen die hessische Triassenke) und zwar einseitig im SO. derart, daß eine neue Abdachung von SSO. nach NNW. entstand.

Das vermehrte Gefälle bedingte zunächst eine allgemeine Wiederbelebung der Vertikalerosion: Das bestehende Flußnetz tiefte sich ein.

Etwa vier bis fünf mal geriet jedoch dieser Prozeß ins Stocken, — sei es durch zeitweises Aussetzen des Hebungsvorganges, sei es durch Schwankungen der Erosionskraft infolge der eiszeitlichen Klimaänderungen.

Dabei traten in den Tälern, die, soweit nicht der Untergrund das verhinderte, mehr oder weniger Mäanderform besaßen, Aufschüttungszeiten ein. Talauen entstanden, die heutigen Flußterrassen, und auf ihnen bildeten sich neue Mäander, besonders zur Zeit der Oberterrasse, die sich dann bei Wiederbeginn der Tiefenerosion einsägten und festlegten. Alle diese Vorgänge wurden dabei von der geologischen Struktur mannigfach beeinflußt, besonders wurden im weichen Gestein die Talmäander rasch beseitigt.

Infolge der Aufwölbung entstand außerdem eine größere Anzahl neuer Täler, die dem neugeschaffenen Gefälle von S. nach N. hin folgten und dabei das vorgefundene ererbte Flußsystem durchkreuzten. Die auf dem Massenkalk (Iserlohn-Letmathe) etwa bestehende Talbildung (s. S. 190) wurde dabei vernichtet.

Auch diese Täler schneiden sich mit ein. In ihrem Unterlaufe sind sie daher scharf eingesägt, während ihr Oberlauf vielfach noch bis auf die alte Rumpffläche reicht und deren schwachwelligen Charakter bewahrt hat (s. S. 134).

Da die neuen Flüsse ohne Ausnahme von links her einmünden, so mußten sich auf der rechten Seite die Nebenwasserscheiden (bei Möhne und mittlerer Ruhr auch die Hauptwasserscheide) in unmittelbarer Nähe des Flusses entwickeln (s. S. 116) und während der Eintiefung jene mauerartigen, geschlossen abfallenden Hänge (s. S. 134) herausbilden, die jetzt von kurzen, aber sehr gefällsreichen Böschungsflüssen zergliedert werden.

Hierbei zeigt sich der Einfluß des Gesteinsaufbaues in verschiedener Weise.

Nördlich des Längstales der oberen Ruhr z. B. wurde die Zone der Kulmkieselschiefer und -plattenkalke durch wenige tiefe Quertäler zu einzelnen Kuppen zersägt. Hinter diesen jedoch entstand in den weichen Kulmalaunschiefern ein reichverzweigtes Gewässernetz, dem nach N. hin die widerstandsfähigen Schichten des Flöz-

leeren ein Ende bereiten. Hier verläuft infolgedessen erst die Wasserscheide gegen die Möhne (s. a. S. 177).

Einen hiermit zusammenhängenden Fall beobachten wir im Bereiche der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Zwischen Bracht a. d. Arpe und Schliprüthen haben sich die Böschungsflüsse Elspe und Fretter, die zum Teil vollständig im Streichen fließen, im Massenkalk und in den Schiefern des Oberdevons und Kulms leicht sehr bedeutend rückwärts erodieren können und dadurch die Wasserscheide zwischen Lenne und Ruhr in dieser Gegend weit nach NO. zurückgeschoben.

Der Zug der Hauptwasserscheide ist nach unseren Betrachtungen nunmehr folgendermaßen zu deuten:

Der südwestliche Teil gegen die Wupper ist als Scheide zwischen Flüssen, die vermutlich mit einer ältesten Abdachung in Verbindung stehen, ebenfalls primär. Der südöstliche Teil, der stark gewundenen Verlauf besitzt, entspricht durchschnittlich der Kulminationslinie des Hebungszentrums (Karte Taf. XI), der östliche Abschnitt (Winterberg-Brilon) trennt nahezu in der Mitte der gehobenen Scholle zwei von S. nach N. gerichtete jüngere Abdachungsflüsse, ist also in der jetzigen Gestalt ebenfalls jüngerer Entstehung. Die nördliche Hauptwasserscheide hat, wie schon erwähnt, denselben Ursprung wie die Nebenwasserscheiden.

Bei der zweiten (Haupt-)Vereisung wurde die ehemalige Austrittsstelle der Ruhr aus dem Gebirge nördlich von Witten durch Endmoränen verschüttet und der Fluß gezwungen, sich nach W. hin einen neuen Weg zu bahnen. Jetzt besitzt dieser Unterlauf infolge Fixierung der hauptsächlich auf der Oberterrasse gebildeten Mäander, die sich späterhin noch weiter verändert und vergrößert haben, sehr starke Windungen.

Die weitere Reliefgestaltung des Gesamtgebietes knüpfte im einzelnen an die Lage zur Erosionsbasis und die früher eingehend behandelten morphologischen Einflüsse der Gesteinsverschiedenheiten an.

e) Die Sonderstellung des Ruhrgebietes gegenüber den übrigen Flufsgebieten.

Die von uns für die Entstehung der Hydrographie des Ruhrgebietes geltend gemachten Faktoren lassen sich auch in einigen Nachbargebieten wiedererkennen (Taf. IX und XII).

Bei der Emscher z. B. folgt der Oberlauf dem Kreidesüdrand, ist also jedenfalls geologisch vorgezeichnet; der mittlere Teil folgt wie auch die (weiter östlich) von der Haar aus nach N. zur Lippe fließenden Bäche der allgemeinen jüngeren Abdachung. Der Unterlauf stellt das Verbindungsstück zum Rhein hin dar.

Die Wupper setzt sich nach unserer Vermutung, die durch genauere Schotteruntersuchungen zu bestätigen wäre, aus zwei Strecken (vermutlich der älteren Abdachung entsprechend) zusammen, die durch einen geologisch bedingten, im Streichen des Massenkalkes (13, 14) verlaufenden Teil mit einander verbunden sind. Die Verwachsung der Einzelstrecken zu einem Ganzen wurde durch die Talbildung vom Rhein her eingeleitet, wobei die westliche der Abdachungsstrecken ihre Richtung umkehren mußte. Noch heute besteht daher „das Einzugsgebiet der Wupper aus zwei Becken, einem östlichen mit der Abdachung und der Abflußrichtung nach N. und einem westlichen mit der Abdachung nach W. zum Rheintal."

Im Hoppecke- und Diemelgebiet lassen sich ebenfalls deutlich von S. nach N. strömende Abdachungsflüsse von der im Streichen verlaufenden Hauptflußstrecke unterscheiden.

Gehen wir dagegen ins Sieg-, Lahn- oder Edergebiet über, so werden wir bei deren viel regelloseren hydrographischen Anlage nirgendwo für derartige Beziehungen Anhaltspunkte finden. Der tiefere Grund hierfür liegt in der Tatsache, daß für die vorhin erwähnten Flüsse und in erster Linie für die Ruhr selbst die Zu-

gehörigkeit zu einem Teile des Schiefergebirges bezeichnend ist, der in jüngerer geologischer Vergangenheit eine gleichmäßige neuere Abdachung erhielt, die ohne Bruchstufe in das Vorland übergeht.

Während sich Sieg, Eder, Lahn von den von ihnen passierten Abbruchlinien aus mit bedeutendem Gefälle einsägten (vergl. z. B. das Längsprofil der Ruhr mit dem der Sieg in: 90, Bl. 5) und dabei das vorgefundene Flußnetz nur teilweise mitbenutzten, vielfach jedoch weitgehend zerstörten, haben sich im Ruhrgebiet bei der Eigenart seines tektonischen Schicksales die alten Gewässer fast unversehrt einschneiden können, unter Anlagerung der neueren Flußnetze auf ihrer linken Seite.

Diese Merkmale kennzeichnen die Sonderstellung des Ruhrgebietes.

Wo die Randflüsse mit überlegener Gefällskraft auf Teile des Ruhrgebietes treffen, die noch den alten Rumpfflächencharakter behalten haben, schneiden sie sich unaufhaltsam in den Bereich der Ruhr hinein. In diesen Gebieten der morphologischen Gegensätze zwischen tiefzerschnittenem Gebirgsland und flachwelligen Hochflächen (s. S. 131) trifft man daher gelegentlich Talwasserscheiden (s. S. 123).

Im Bereiche des Hebungszentrums (Rothaargebirge) kann örtlich sehr wohl der morphologische Gegensatz auch umgekehrter Natur sein, z. B. zwischen den tiefen Kerbtälern der Lennebäche und dem flachen Wiesental der oberen Eder etwa auf der Linie Saalhausen-Wingeshausen.

Im übrigen sind auch die Böschungsflüsse, die sich auf der rechten Seite der Ruhr und Lenne entwickelt haben, auf Grund ihres bedeutenden Gefälles bestrebt, die Nebenwasserscheiden zurückzuverlegen (s. die Pfeilrichtungen auf Taf. XI), bis endlich hüben wie drüben gleiche Gefällsgradienten, gleiche Längsprofile erreicht sind.

f) Zusammenstellung der wichtigsten morphogenetischen Ergebnisse.

1. Grundlegende Faktoren für die Morphogenie des Ruhrgebietes.
   a) Vorhandensein einer im Tertiär pultförmig schräg gestellten Rumpffläche (S. 148/49) (dem variskischen Bogen angehörend), die von einzelnen Rumpfhöhen (Ebbegebirge z. B., S. 166 u. 202) überragt wird. Hebungszentrum im Bereich des Rothaargebirges.
   Nach N. zu Übergang der Rumpffläche ohne Bruchlinien in die Kreidedecke des Beckens von Münster.
   b) Einfluß des Gesteins. Erzeugung petrographischer Landschaftstypen (s. Teil II c, S. 164 ff.).
   c) Talbildung (s. Teil II d, S. 181 ff.).
2. Das Flußnetz stellt im wesentlichen ein Verwachsungsprodukt verschieden entstandener Einzelstrecken prämiozänen Alters dar, durchkreuzt von den Flüssen der postmiozänen Abdachung (s. S. 115 und 205—207).
3. An den Hauptflüssen (Ruhr, Möhne, Lenne, Volme), in geringem Maßstabe auch an den Nebenflüssen, Auftreten dreier diluvialer Flußterrassen (S. 181 ff.). Gelegentliches Auftreten von Resten einer höheren vierten und fünften Terrasse von vermutlich jungtertiärem Alter.
4. Keine wesentlichen Abweichungen der Flußterrassen vom Verlauf der heutigen Täler festzustellen (S. 197/8).
5. a) Tabelle zur Talgeschichte der Ruhr.

Nr.	Strecke	Entstehung	Alter
1.	Mündung-Witten	infolge Moränenschüttung (S. 194)	postglazial (R. Bärtling)
2.	Witten-Wetter	fraglich (S. 193)	prämiozän?

Nr.	Strecke	Entstehung	Alter
3.	Wetter—nördlichster Punkt	petrographisch („subsequent") (S. 187) (über die Strecke Witten-Schwerte s. S. 191—193)	prämiozän?
4.	nördlichster Punkt—Wennemen	als prämiozäne Abdachungsstrecke (?)	„
5.	Wennemen—Meschede	Verbindung zwischen 4 und 6	„
6.	Meschede—Nuttlar	petrographisch („subsequent") (S. 176)	„
7.	Nuttlar—Olsberg	Verbindung zwischen 4 und 6	„
8.	Olsberg—Quelle	als jüngere Abdachungsstrecke	miozän

b) Möhne. Ostwestlich gerichteter Hauptteil auf der Kreidedecke angelegt und von dieser aus in das Grundgebirge eingegraben. (Epigenetische Talbildung, S. 186). Alter pliozän (?).

c) Lenne.

Nr.	Strecke	Entstehung	Alter
1.	Mündung—Altenhundem	als prämiozäne Abdachungsstrecke (?)	prämiozän (?)
2.	Altenhundem—Quelle	petrographisch und retroerosiv (S. 199) (>1000mm Regenhöhe)	prämiozän (?)

d) Volme.

Nr.	Strecke	Entstehung	Alter
1.	Mündung—Quelle	als prämiozäne Abdachungsstrecke (?)	prämiozän (?)

6. Entwicklung der von links her einströmenden größeren Nebenflüsse (Heve, Wester, Hönne, Röhr, Wenne, Henne usw., Bigge (?), Hundem usw.) infolge der im Miozän neugeschaffenen Abdachung nach NNW. bezw. N. — Kategorie der jüngeren Abdachungsflüsse (S. 203).

7. Kein unmittelbarer Kausalzusammenhang zwischen der Tektonik und der Talbildung nachweisbar. Abweichende dahingehende Darstellungen von anderer Seite sind auf petrographische, hydrographische oder rein zufällige Ursachen zurückzuführen (z. B. „diagonale Stromzerlegung" [S. 193], zufällige Übereinstimmungen in der Richtung der Querverwerfungen und der der Abdachung [S. 203] usw.).

8. Wasserscheiden (S. 115/8, 206/7).

   a) Hauptwasserscheide (S. 207).

Lage	Entstehung	Alter
W.-Zipfel	siehe Ruhrunterlauf (S. 194)	postglazial
SW.	„primär"	prämiozän (?)
SO.	wesentlich als Scheitellinie des Hebungszentrums	miozän
O.	als Scheide zwischen jüngeren Abdachungsflüssen	miozän
N.	„primär", z. T. jünger	prämiozän (?) bezw. pliozän (?)

   b) Entstehung der exzentrisch gelegenen (S. 116) Nebenwasserscheiden zwischen Möhne, Ruhr, Lenne und Volme zugleich mit den jüngeren Abdachungsflüssen (S. 206). Alter: miozän.

Literatur und Karten.

Abkürzungen: V. N. V. = Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande und Westfalens. Bonn.

Z. d. D. Geol. Ges. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Berlin.

1. Bärtling, R. Geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Soest. Berlin 1909.
2. Bärtling, R. Erläuterungen zu Blatt Unna der Geologischen Spezialkarte von Preußen. Berlin 1911.
3. Bärtling, R. Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Z. d. D. Geol. Ges., 64, Mon.-Ber. 3. Berlin 1912.
4. Bärtling, R. Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. Z d. D. Geol. Ges., 65, Mon.-Ber. 4, Berlin 1913.
5. Bärtling, R. Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk. Stuttgart 1913.
6. Behrmann, W. Die Oberflächengestaltung des Harzes. Eine Morphologie des Gebirges. Forschg. z. dtsch. Landes- und Volkskunde, 20, S. 145—245. Stuttgart 1912.
7. Benkert, W. Wirtschaftsgeographische Verhältnisse, Volksdichte und Siedlungskunde der Ederkopf-Winterberg-Plattform. Diss. Marburg 1911.
8. Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe, sowie der Fürstentümer Waldeck u. Pyrmont. Bonn 1890.
9. Beurteilende Übersicht derjenigen durch den Druck vervielfältigen Karten, Situations- und Festungspläne von Europa, welche für deutsche Militärs von praktischem Interesse sind. I. Berlin 1849.
10. Born, J. H. Beiträge zur Topographie des Amtes Herbede. Jahrb. d. V. f. Orts- und Heimatskunde i. d. Grafschaft Mark, Jahrgang 14. Witten a. d. Ruhr 1901.
11. Brandstäter, E. Märkisch-westf. Ortsnamen, aus den Urlauten erklärt. Jahrb. d. V. f. Orts- und Heimatskunde. Jahrgg. 22. Witten a. d. Ruhr 1909.
12. Brückmann, F. E. Magnalia Dei in locis subterraneis. Braunschweig 1727.
13. Dammann, K. Beiträge zur Hydrographie der Wupper. Diss. Marburg 1897.

14. Davis, W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig und Berlin 1912.

15. v. Dechen, H. Bemerkungen über das Liegende des Steinkohlengebirges in der Grafschaft Mark. Das Gebirge in Rheinland-Westfalen, hersg. v. Noeggerath. I, S. 1—50. Bonn 1822.

16. v. Dechen, H. Geognostische Bemerkungen über den nördlichen Abfall des Niederrheinisch-Westfälischen Gebirges. Das Gebirge in Rheinland-Westfalen, hersg. von Noeggerath. II, S. 1—151. Bonn 1823.

17. v. Dechen, H. V. N. V., 3, Korr.-Bl. 2 u. 3, S. 15—16. Bonn 1846.

18. v. Dechen, H. Geognostische Übersicht des Regierungs-Bezirks Arnsberg. V. N. V., 12, S. 117—225. Bonn 1855.

19. v. Dechen, H. Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen.
I. Bd. Orographische und hydrographische Übersicht. Bonn 1870.
II. Bd. Geologische und paläontologische Übersicht. Bonn 1884.

20. v. Dechen, H. Notiz über die 2. Ausgabe der geol. Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. V. N. V., 40, S. 312—313. Bonn 1883.

21. Denckmann, A. Über die untere Grenze des Oberdevon im Lennetale und Hönnetale. Z. d. D. Geol. Ges., 55, S. 393—402. Berlin 1903.

22. Denckmann, A. u. Lotz, H. Über einige Fortschritte in der Stratigraphie des Sauerlandes. Z. d. D. Geol. Ges., 52. S. 564—567. Berlin 1900.

23. Denckmann, A. Bericht über die Aufnahme auf Blatt Hohenlimburg 1904. Archiv der Geol. Landesanstalt in Berlin.

24. Denckmann, A. Mitteldevon, Oberdevon und Kulm des Sauerlandes. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt, 23. Berlin 1902.

25. Denckmann, A. Über eine Exkursion in das Devon- und Kulmgebiet nördlich von Letmathe. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt, 27, S. 20—47. Berlin 1906.

26. Denckmann, A. Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg a. d. Sieg und Bilstein im Kreise Olpe. v. Koenen-Festschrift, S. 263—276. Stuttgart 1907.

27. Denckmann, A. Über das Nebengestein der Ramsbecker Erzlagerstätten. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt, 29, Teil 2, S. 243—253. Berlin 1908.

28. Denckmann, A. Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge, I. Archiv für Lagerstätten-Forschg., 6. Berlin 1912.
29. Dietrich, B. Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. V. N. V., 67, S. 83—182. Bonn 1910.
30. Dietrich, B. Entstehung und Umbildung von Flußterrassen. Geol. Rundschau, 2, S. 445—454. Leipzig 1911.
31. Dietrich, B. Die Rhön. Eine Morphologie des Gebirges. Breslau 1914.
32. Egli, J. J. Nomina Geographica. Leipzig 1893.
33. Eickhoff, A. Der Bastenberger Gangzug bei Ramsbeck in Westf. und sein Nebengestein. Diss. Bonn 1910. Zeitschr. f. prakt. Geol., 18, S. 269—293. Berlin 1910.
34. Emmerich, N. Neues statistisches Jahrbuch des Regierungs-Bezirks Arnsberg. Arnsberg 1856.
35. Die Entwicklung des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbergbaues in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts. I. Berlin 1903.
36. Esser, Q. Beiträge zur gallo-keltischen Namenkunde. I. Malmedy 1884.
37. Eversmann, F. A. A. Die Eisen- und Stahlerzeugung auf Wasserwerken zwischen Lahn und Lippe. Dortmund 1804.
38. Fliegel, G. Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. Z. d. D. Geol. Ges., 65, Mon.-Ber. 7, S. 387—404. Berlin 1913.
39. Förstemann, E. Altdeutsches Namenbuch. II.: Ortsnamen. Nordhausen 1872.
40. Fuchs, A. Erläuterungen zu Blatt Hagen, Hohenlimburg und Iserlohn der Geol. Karte von Preußen. Berlin 1911.
41. Fuchs A. u. Schmidt, W. E. Zur Lenneschieferfrage. Z. d. D. Geol. Ges., 63, Mon.-Ber. 2, S. 111—138. Berlin 1911.
42. Fuhlrott, C. Die Höhlen und Grotten in Rheinland-Westfalen. Iserlohn 1869.
43. Greve, J. Die Kanalisierung der Ruhr von Wetter bis Ruhrort. Berlin 1887.
44. Haarmann, K. Die erdgeschichtliche Vergangenheit der Umgebung von Witten. Jahrb. d. V. f. Orts- u. Heimatskd. i. d. Grafschaft Mark, 25, B. Witten a. d. Ruhr 1912.
45. Haber, E. Der Blei- und Zinnerzbergbau bei Ramsbeck im Bergrevier Brilon. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinen-Wesen, 42, S. 77—112. Berlin 1894.
46. Hartmann, J. Geschichte der Provinz Westfalen. Berlin 1912.

47. Henke, W. Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde. Berichte über d. Vers. d. Niederrhein. Geol. V., S. D 1—24. Bonn 1912.
48. Henke, W. Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauerlandes. Z. d. D. Geol. Ges., 65, Mon.-Ber. 11, S. 602—606. Berlin 1913.
49. Henz, L. Der Ruhrstrom und seine Schiffahrts-Verhältnisse. Essen 1840.
50. Holzapfel, E. Einige Beobachtungen über „Flinz" und „Büdesheimer Schiefer". V. N. V., 58, S. 181—201. Bonn 1901.
51. v. Hövel, F. Geognostische Bemerkungen über die Gebirge in der Grafschaft Mark. Hannover 1806.
52. v. Hövel, F. Brief an Klaproth. Magazin d. Ges. Naturforschender Freunde zu Berlin, 7, S. 306—309. Berlin 1816.
53. Hübner, J. Vollständige Geographie. III. Hamburg 1731.
54. Jellinghaus, H. Die westfälischen Ortsnamen nach ihren Grundwörtern. Kiel und Leipzig 1902.
55. Kaiser, E. Die Entstehung des Rhein-Tales. Verh. d. Ges. d. Naturforscher u. Ärzte 1908. I. S. 170—187. Leipzig 1909.
56. Kayser, E. Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Stuttgart 1912.
57. Klipstein, P. E. Mineralogischer Briefwechsel. I: Gießen 1779, II: — 1782.
58. Krusch, P. Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten. Jahrb. der Geol. Landesanstalt, 29, Teil 1, S. 1—110. Berlin 1908.
59. Krusch, P. Erläuterungen zu Blatt Dortmund, Kamen, Witten und Hörde d. Geol. Spezialkarte von Preußen. Berlin 1909.
60. Krusch, P. Erläuterungen zu Blatt Menden und Hagen der Geol. Spezialkarte von Preußen. Berlin 1911.
61. Leithaeuser, J. Bergische Ortsnamen. Elberfeld 1901.
62. Lepsius, R. Geologie von Deutschland, I. Stuttgart 1887—1892.
63. Lohmeyer, Th. Zur Etymologie hauptsächlich westfälischer Fluß- und Gebirgsnamen. Herrigs Archiv. Bd. 63. S. 347—378. Braunschweig 1880.
64. Lohmeyer, Th. Beiträge zur Etymologie deutscher Flußnamen. Göttingen 1881.
65. Lohmeyer, Th. Beiträge zur Etymologie deutscher Flußnamen. Herrigs Archiv. Bd. 70. S. 355—440. Braunschweig 1883.
66. Lohmeyer, Th. Beiträge zur Namenkunde des Süder-

landes. Wiss. Beil. z. Jahresber. d. Progymn. zu Altena. Ostern 1894.
67. Lohmeyer, Th. Die Hauptgesetze der germanischen Flußnamengebung. Kiel und Leipzig 1904.
68. Lottner, F. H. Geognostische Skizze des Westfälischen Steinkohlengebirges. Iserlohn 1859.
69. Lotz, H. Über marines Tertiär im Sauerlande. Z. d. D. Geol. Ges., 54, Verh. S. 14—15. Berlin 1902.
70. Meyer, Chr. Fr. Versuch einiger Naturbeobachtungen des gebürgigten Süderlandes der Grafschaft Mark Westfalens. Düsseldorf 1798—99.
71. Mitze. Gebirgskunde. Hermann. Zeitschrift von und für Westfalen. 52, S. 409—411. Hagen 1816.
72. Mollerus, B. Rhenus et eius descriptio elegans. Coloniae 1570.
73. Mordziol, C. Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. S. 77—92, 159—173. Berlin 1910.
74. Mügge, O. Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen u. d. angrenzenden Gebieten. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Petr.-Kd., 8. Beil.-Bd., S. 535—721. Stuttgart 1893.
75. Mügge, O. Der Quarzporphyr der Bruchhäuser Steine in Westfalen. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Petr.-Kd., 10. Beil.-Bd., S. 757—787, Stuttgart 1896.
76. Müllenhoff, K. Deutsche Altertumskunde. II. Berlin 1887.
77. Müller, J. Höhen-Angaben im Regierungsbezirk Arnsberg. V. N. V., 5, S. 42—48. Bonn 1848.
78. Nagl, J. W. Geographische Namenkunde. Leipzig u. Wien 1903.
79. Noeggerath, J. J. Die Bruchhäuser Steine am Issenberge im Regierungsbezirk Arnsberg. Archiv f. Min., Geogn., Bergb. u. Hüttenkd., hrsg. v. Karsten u. v. Dechen, 3, S. 95—122, 548. Berlin 1831.
80. Noeggerath, J. J. Über einige Knochen führende Höhlen in dem großen rhein.-westf. Kalkzuge. Archiv f. Min., Geogn., Bergb. u. Hüttenkd., hrsg. v. Karsten u. v. Dechen, 20, S. 328—350. Berlin 1846.
81. Nose, C. W. Orographische Briefe über das Sauerländische Gebirge in Westfalen. Frankfurt a. M. 1791.
82. Oestreich, K. Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. Handel. v. h. XII de nederl. nat.- en geneeskundig congr. Utrecht. Haarlem 1909.

83. Partsch, J. Mitteleuropa. Gotha 1904.
84. Passarge, S. Physiologische Morphologie. Hamburg 1912.
85. Penck, A. Das Deutsche Reich. „Unser Wissen von der Erde". I, 1. Wien, Prag, Leipzig 1887.
86. Peßler, W. Die Haustypengebiete im Deutschen Reiche. Deutsche Erde. VII. S. 14—22, 45—52. Gotha 1908.
87. Philippson, A. Studien über Wasserscheiden. Mitt. d. V. f. Erdkunde zu Leipzig, S. 241—403. Leipzig 1885.
88. Philippson, A. Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. V. N. V., 56, Sitzgs.-Ber., S. 48—50. Bonn 1899.
89. Philippson, A. Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. d. 14. dtsch. Geographentages zu Köln. S. 193—205. Berlin 1903.
90. Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse. Berlin 1889.
91. Roemer, C. F. Das Rheinische Übergangsgebirge. Hannover 1844.
92. Roemer, F. Die Kreidebildungen Westfalens. V. N. V., 11, S. 29—180 Bonn 1854. Z. d. D. Geol. Ges., 6, S. 99—236. Berlin 1854.
93. Rohleder, F. Orometrie des Rothaargebirges. Diss. Münster. Koesfeld 1913.
94. Schenck, A. Die Diabase des oberen Ruhrtales und ihre Kontakterscheinungen mit dem Lenneschiefer. V. N. V., 41, S. 53—136. Bonn 1884.
95. Schmidt, W. E. Bericht über die Aufnahme auf den Blättern Kirchhundem und Wingeshausen. 1910. Archiv d. Geol. Landesanstalt in Berlin.
96. Schmidt, W. E. Aufnahmebericht zu Blatt Altenhundem. 1911. Archiv der Geol. Landesanstalt in Berlin.
97. Schulz, E. Über die geologischen Verhältnisse des von Agger, Sieg, Wupper, Lenne und der oberen Ruhr durchströmten Gebietes. V. N. V., 43. Korr.-Bl. Bonn 1886.
98. Schulze, G. Die Provinz Westfalen. Minden 1900.
99. Sedgwick, A. u. Murchison, R. J. On the Distribution and Classification of the older or Palaeozoic Deposits of the North of Germany and Belgium. Transact. of the Geol. Soc. of London, VI, 2, S. 221—301. London 1842.
100. Silberschlag, J. E. Beschreibung der Kluterthöhle in in der Grafsch. Mark. Schr. d. Berliner Ges. naturf. Freunde, 6, S. 132—155. Berlin 1785.
101. Stein, R. Geognostische Beschreibung der Umgebung von Brilon. Z. d. D. Geol. Ges., 12, S. 208—272. Berlin 1860.

102. Stille, H. Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt, 24, S. 234—253. Berlin 1903.

103. Stille, H. Zonares Wandern der Gebirgsbildung. 2. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. V., S. 34—48. Hannover 1909.

104. Supan, A. Grundzüge der Physischen Erdkunde. Leipzig 1911.

105. Teschenmacher, W. Annales Cliviae, Juliae, Montium, Marcae Westphalicae, Ravensbergae, Geldriae et Zutphaniae. Frankfurt u. Leipzig 1721.

106. Verzeichnis der Flächeninhalte der Norddeutschen Stromgebiete, hersg. v. Ministerium f. Landwirtschaft, Domänen u. Forsten. Berlin 1893.

107. Virchow, R. Zeitschr. f. Ethnologie, 2, S. 358—367. Berlin 1870.

108. Wegner, Th. Geologie Westfalens. Paderborn 1913.

109. Westfälischer Anzeiger. VI, 45, S. 705—710. 46, S. 721—729 u. Beilage. Dortmund 1801.

110. Winterfeld, F. Der Lenneschiefer. Z. d. D. Geol. Ges., 50, S. 1—53. Berlin 1898.

111. Winterfeld, F. Der Lenneschiefer. Geologische Studien des Bergischen Landes. V. N. V., 66. S. 29—98. Bonn 1909.

112. Zimmermann, E. Kohlenkalk und Kulm des Velberter Sattels im S. des westfälischen Karbons. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt, 30, Teil 2, S. 369—432. Berlin 1909.

Karten.

113. v. Dechen, H. Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen (1 : 80000). Berlin.

Nr. 11: Wesel, 1855,
„ 12: Dortmund. 1855,
„ 13: Soest, 1856,
„ 16: Düsseldorf, 1858,
„ 17: Lüdenscheid, 1856,
„ 18: Berleburg, 1858,
„ 21: Siegen, 1860.

114. v. Dechen, H. Geologische Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen (1 : 500000).

1. Ausg.: Berlin 1866.
2. „ : „ 1883.

115. Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten (1 : 25000).

Lieferung 143: Blatt Dortmund, Kamen, Witten, Hörde. Berlin 1909.

Lieferung 163: Blatt Hagen, Hohenlimburg, Iserlohn, Menden, Unna. Berlin 1911.
Lieferung 211: Blatt Essen, Bochum. Im Druck.

116. Höhenschichtenkarte vom Sauerland, Siegerland und Wittgenstein (1 : 100 000). H. Kahle, Eisenach. Blatt 1—4.
117. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands (1 : 200000) hersg. v. d. Geol. Landesanst. Berlin. Nr. 97, 109—111, 124.
118. Karte des Deutschen Reiches (1 : 100000). Nr. 356, 378—382, 404—407, 431—432.
119. Lepsius, R. Geologische Karte des Deutschen Reiches (1 : 500000). Gotha. Nr. 12—13, 17—18.
120. Meßtischblätter (1 : 25000). Nr. 2504, 2507—2511, 2574—2585, 2648—2659, 2720—2729, 2783—2790, 2847—2852, 2913—14.
121. Sauerlandkarte (1 : 50000). H. Hornung, Hagen i. Westf. Blatt 1—3, 5—7, 9—10.
122. Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches (1 : 200000). Nr. 97, 109—111, 124.
123. Vogel, C. Karte des Deutschen Reiches (1 : 500000). Gotha. Nr. 12—13, 17—18.

Erklärung zu Tafel IV bis VII.

Tafel IV.

Abb. 1. Die Talwasserscheide (— — —) unweit der Ruhrquelle. Wasserlose Talmulde mit flachen Hügeln (S. 122—124 u. 209).

Abb. 2. Die Hochfläche von Winterberg, scharf zerschnitten durch die Orkeschluchten (S. 124).

Abb. 3. Das Längstal der Ruhr von Meschede (im Vordergrund) bis Nuttlar. Die Talaue deckt sich mit der Ausstrichzone der Nuttlarer Flinz- und Dachschiefer. Links die Reihe der aus Plattenkalken und Kieselschiefern zusammengesetzten Kulmkuppen (S. 124 u. 176).

Abb. 4. Der geschlossene Geländeabfall von der Wasserscheide zwischen Ruhr und Möhne (— — —) zur Ruhr oberhalb Arnsberg. Im Vordergrunde die Ruhr-Mittelterrasse (M.-T.) bei Rumbeck mit Steilabfällen (S. 134 u. 183).

1. Talwasserscheide unweit der Ruhrquelle.



2. Winterberger Hochfläche mit Orkeschlucht.

Phot. v. F. Goebel.

3. Längstal der Ruhr von Meschede (im Vordergrunde) bis Nuttlar.

4. Geländeabfall von der Ruhr-Möhne-Wasserscheide zur Ruhr.

1. Talsporn der R



2. Das „Käppelchen“ bei Siedlinghausen.

Phot. v. F. Goebel.

Arnsberg i. Westf.



3. Steilrand der Ruhr-Mittelterrasse unweit Neheim.

1. Talverengung durch einen Diabaszug bei Siedlinghausen.

2. Isenberg bei Hattingen (Ruhr).

Phot. v. F. Goebel.



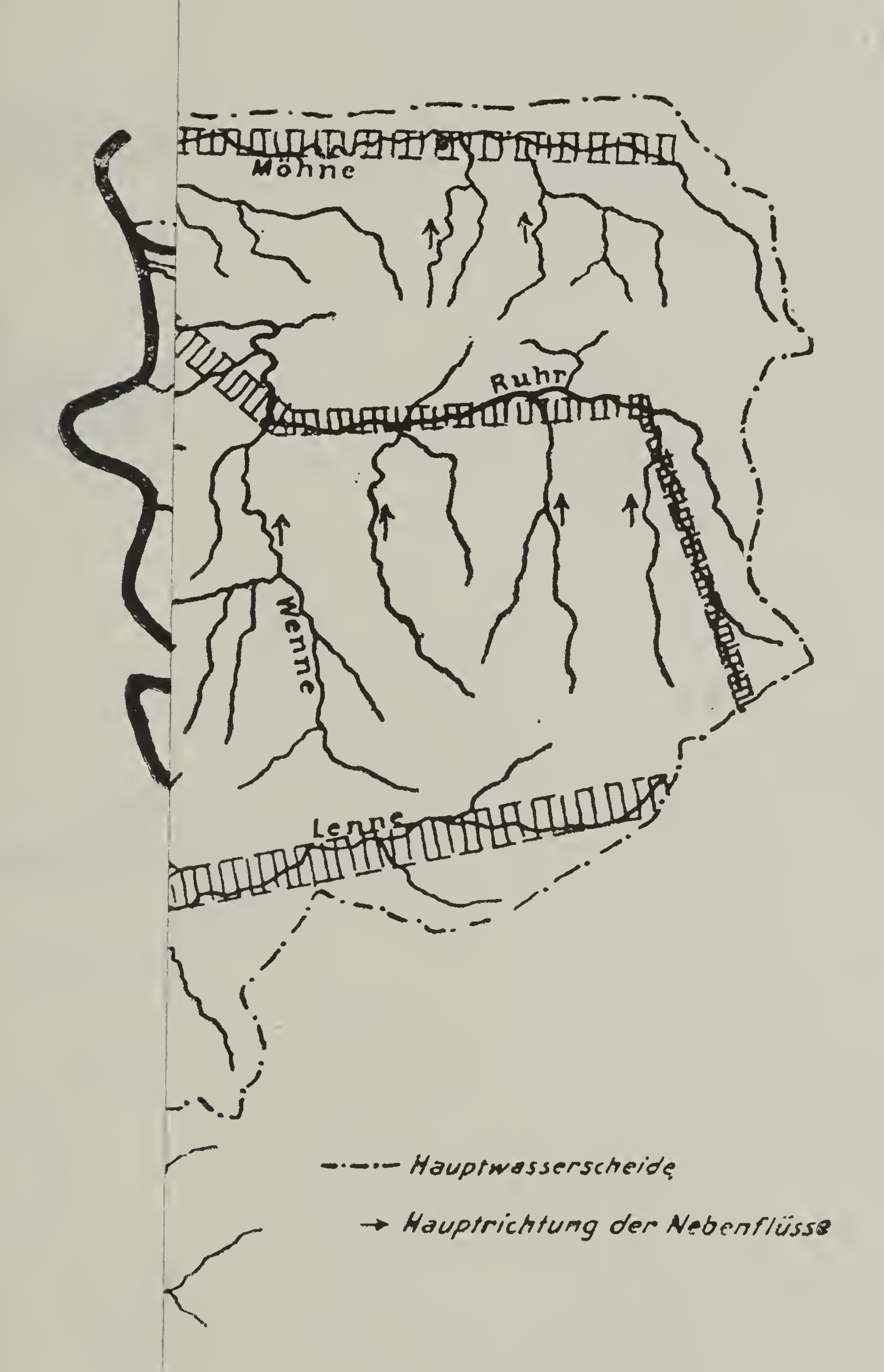
1. Partie aus dem kleinen Felsenmeer bei Iserlohn.



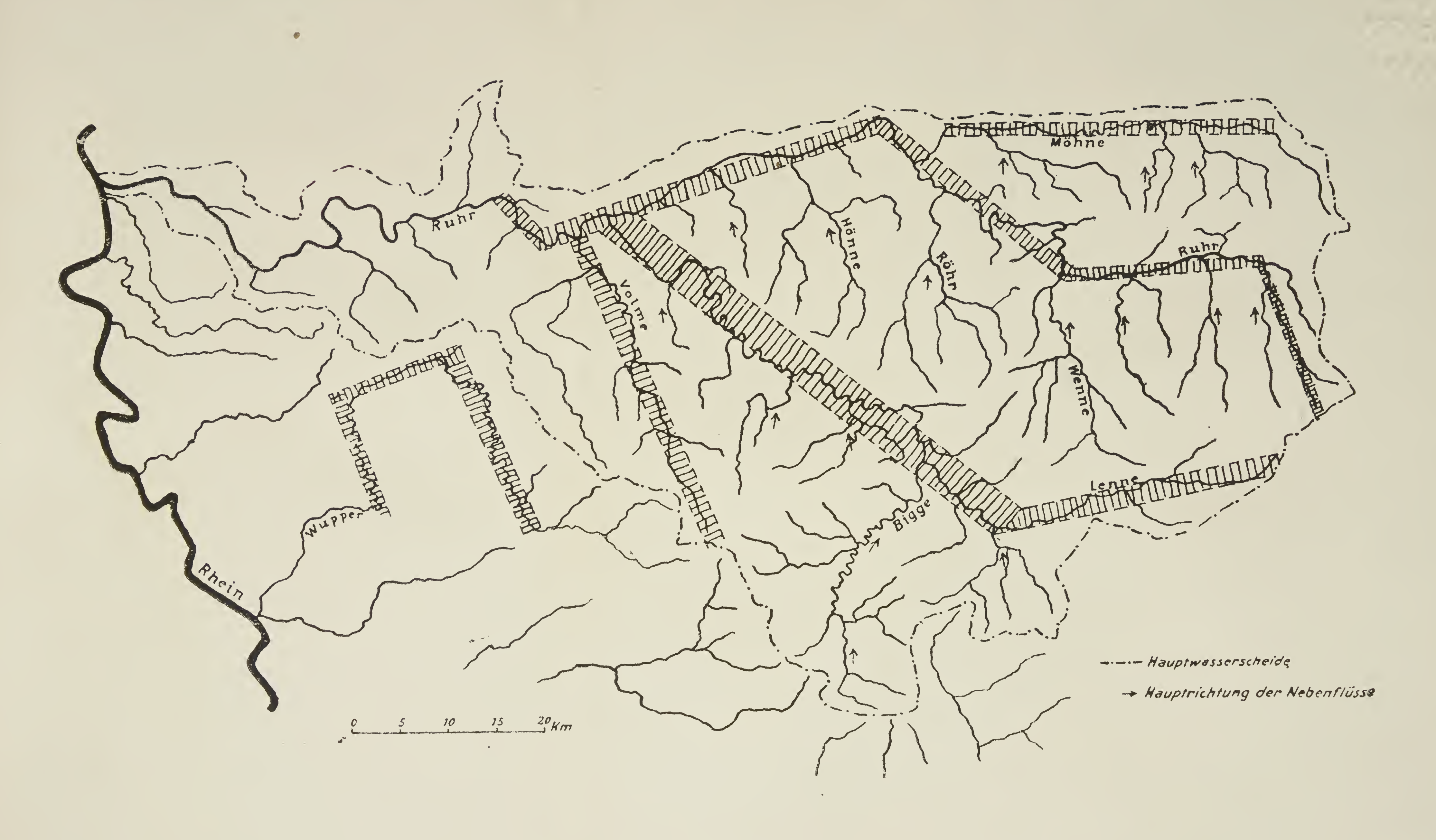
2. Hakenwurf steilstehender Sandsteinschichten im Ardey.

Phot. v. F. Goebel.



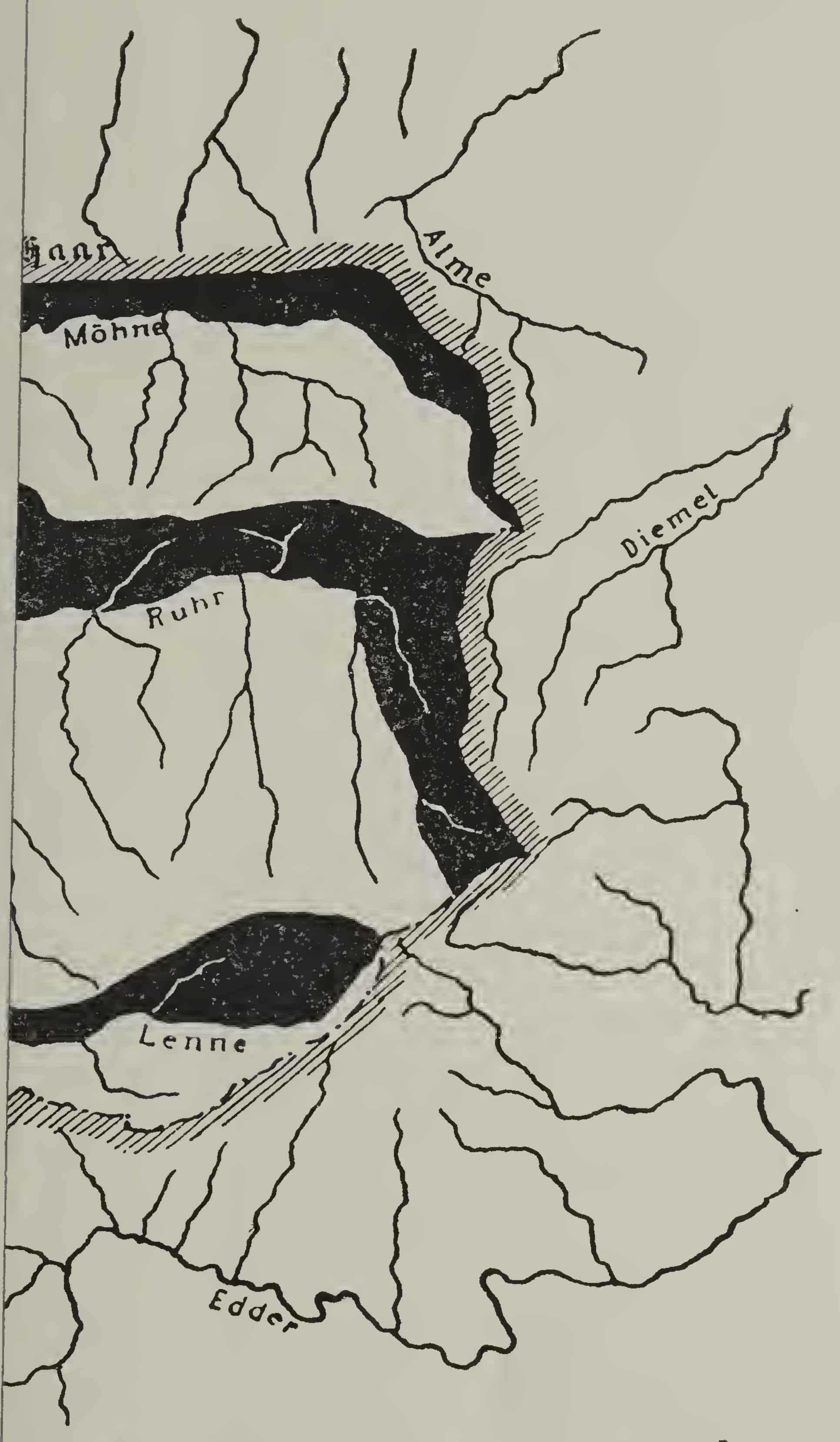

Möhne
Ruhr
Wenne
Lenne
Hauptwasserscheide
Hauptrichtung der Nebenflüsse

ptflüsse.)



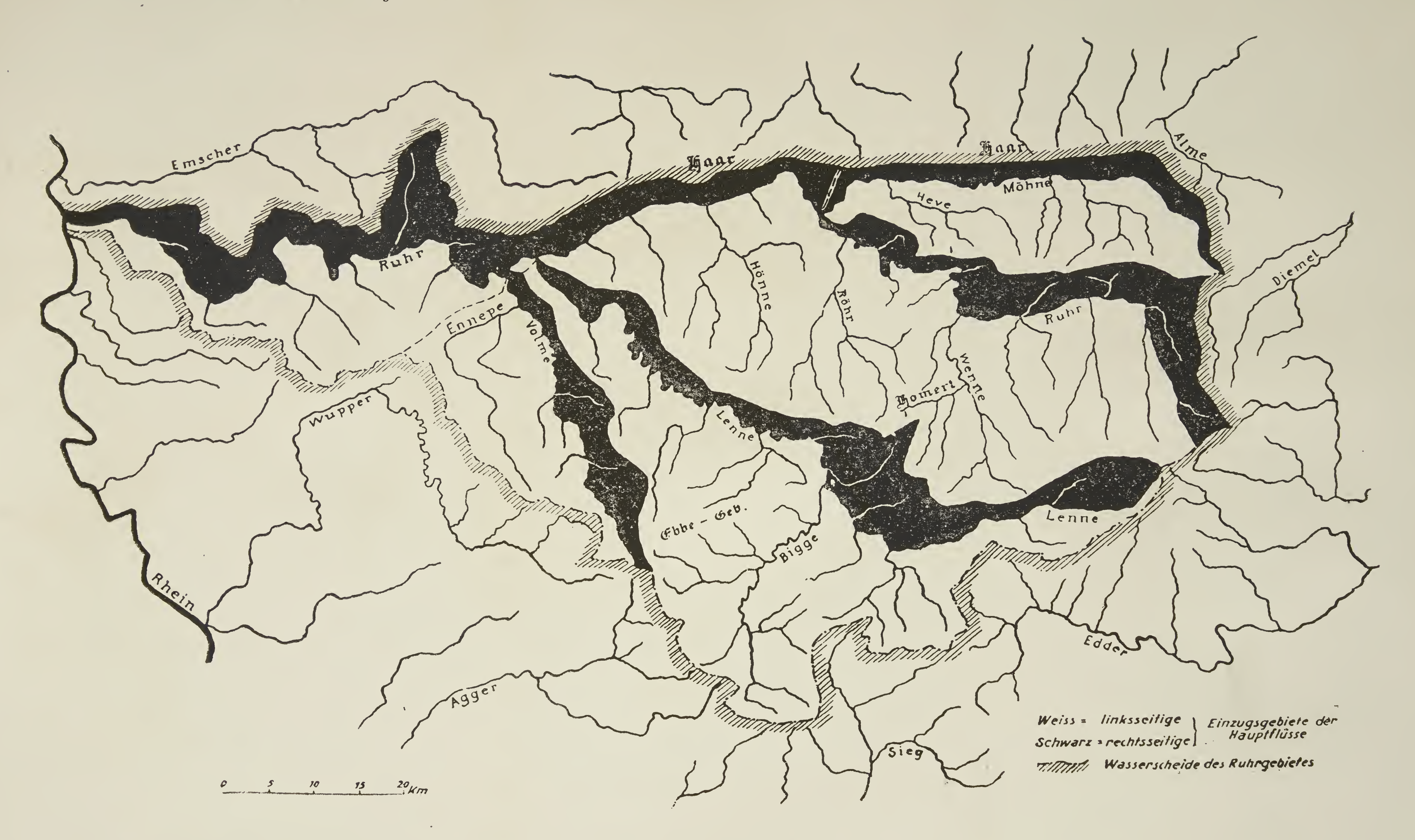
Schematische Übersicht des Ruhrnetzes. (Die natürlichen Abschnitte der Hauptflüsse.)

Taf. IX.



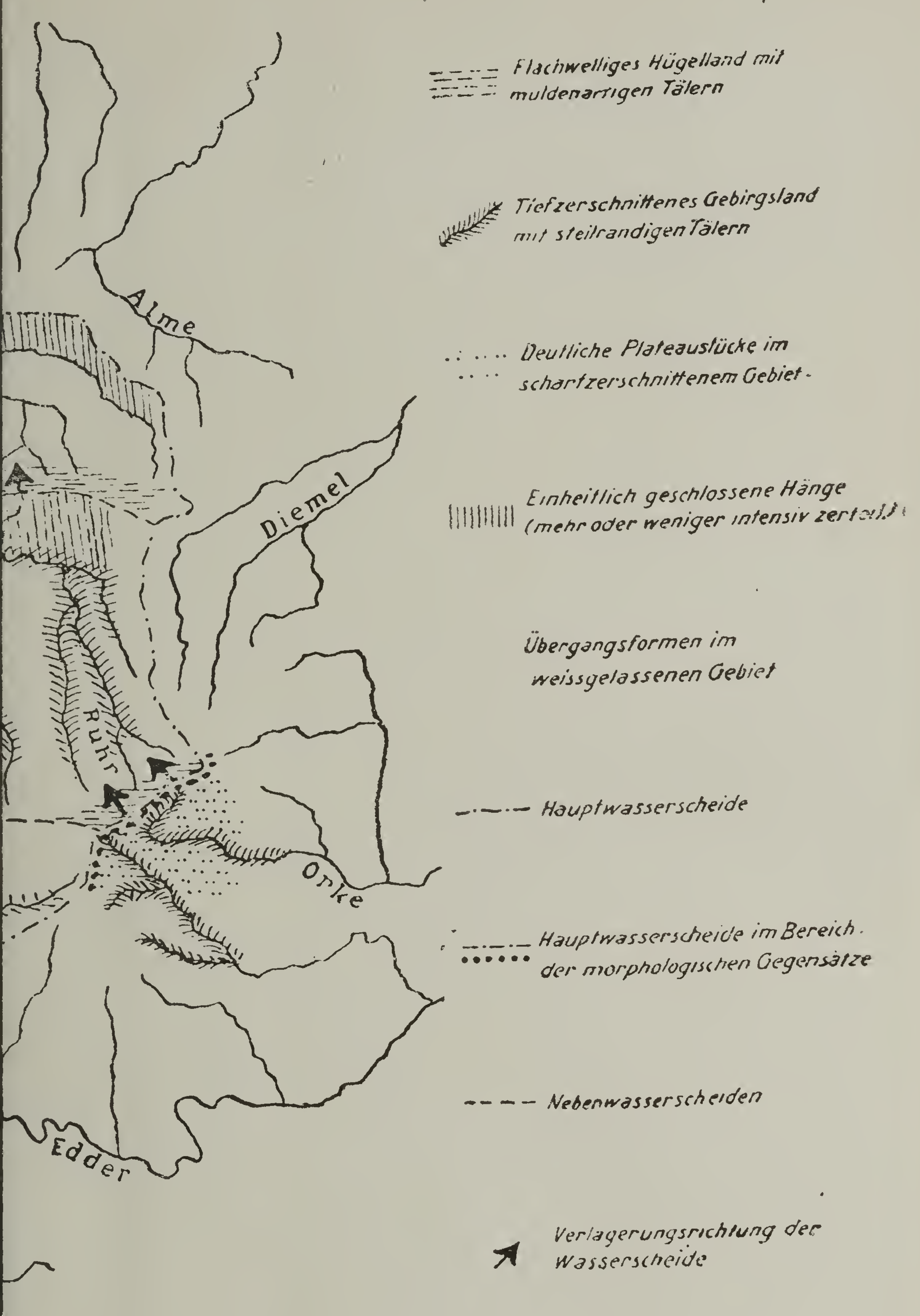
Weiss = linksseitige } Einzugsgebiete der Hauptflüsse
Schwarz = rechtsseitige }

Wasserscheide des Ruhrgebietes



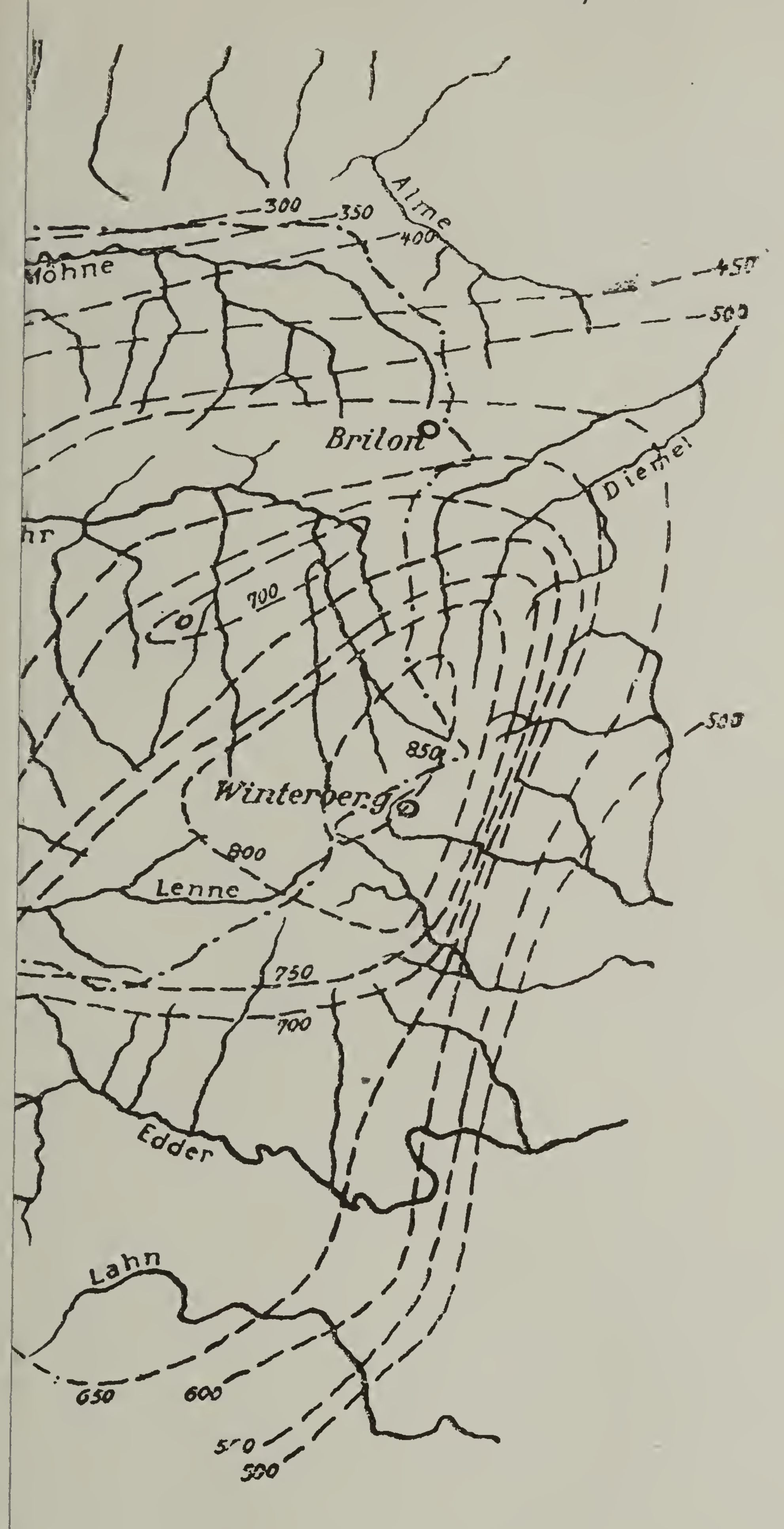
Hydrographische Übersicht des Ruhrgebietes.

Taf. X.

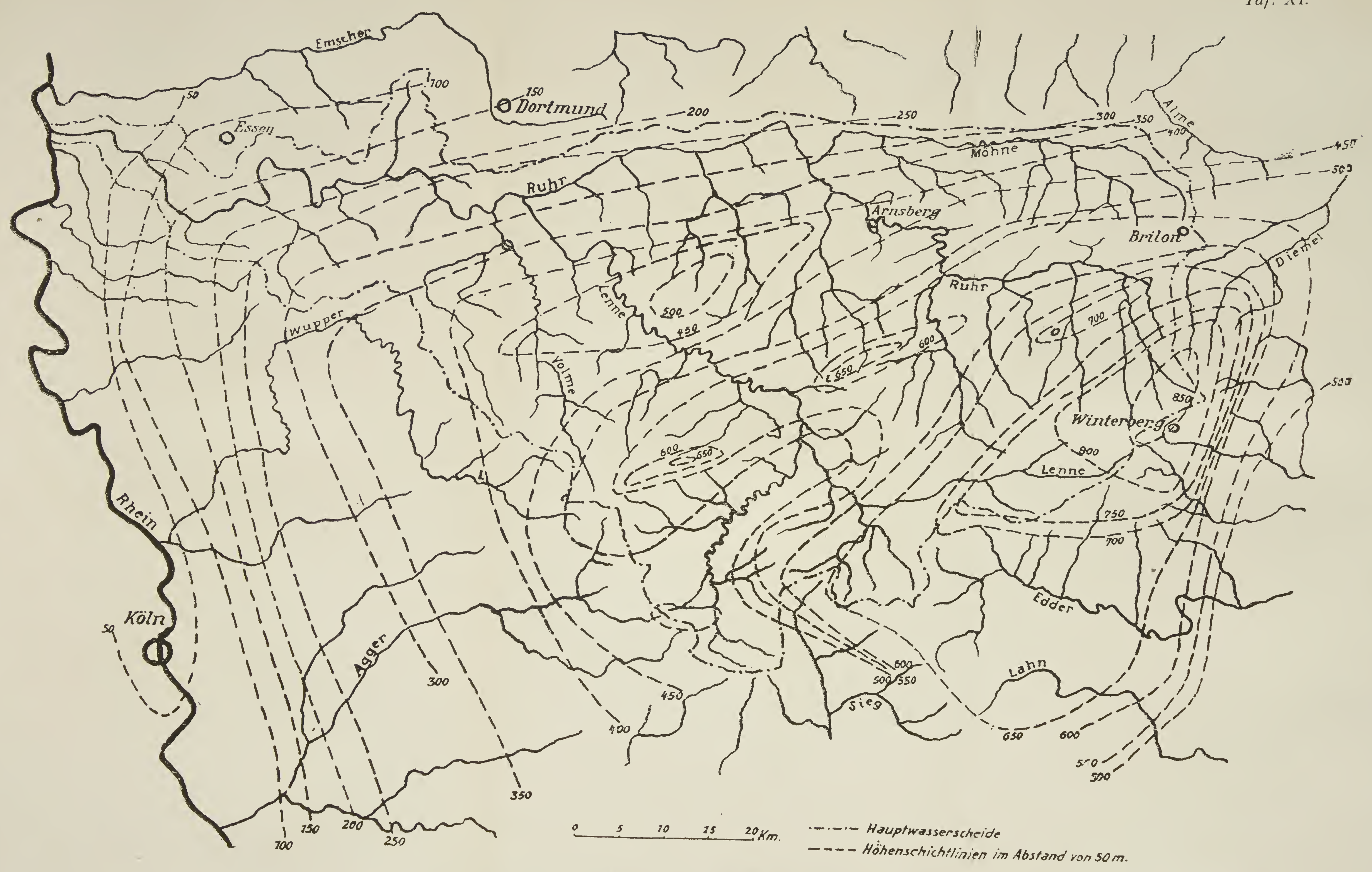

Flachwelliges Hügelland mit muldenartigen Tälern
Tiefzerschnittenes Gebirgsland mit steilrandigen Tälern
Deutliche Plateaustücke im scharfzerschnittenem Gebiet-
Einheitlich geschlossene Hänge
(mehr oder weniger intensiv
Übergangsformen im weissgelassenen Gebiet
Hauptwasserscheide
Hauptwasserscheide im Bereich der morphologischen Gegensätze
Nebenwasserscheiden
Verlagerungsrichtung der Wasserscheide
Alme
Diemel
Ruhr
Orke
Edder



Morphologische Übersicht des Ruhrgebietes.



ɛeide
ien im Abstand von 50 m.



Rekonstruktion der unzertalten Oberfläche des Ruhrgebietes.

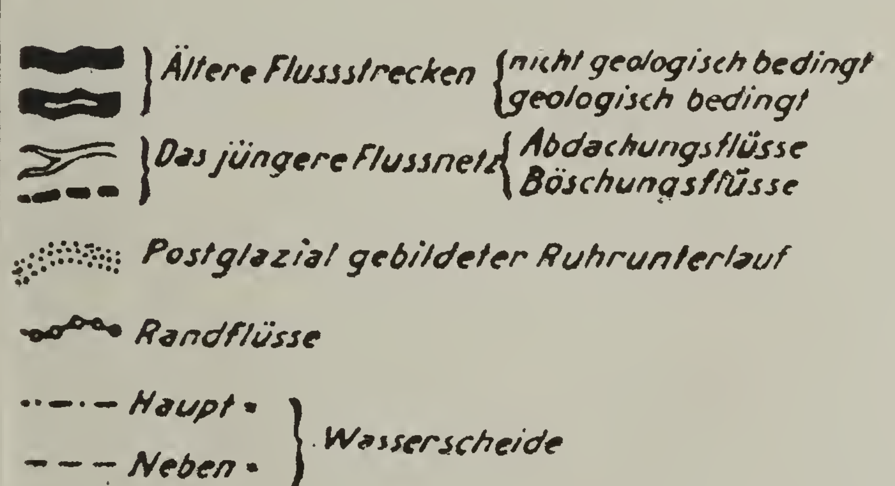
Möhne

Brilon

Ruhr

Winterberg

Orke



Dortmund
Ruhr
Ruhr
Möhne
Arnsberg
Brilon
Ruhr
Hagen
Wupper
Volme
Lenne
Winterberg
Orke
Rhein
Agger

0 5 10 15 20 Km

Ältere Flussstrecken { nicht geologisch bedingt / geologisch bedingt
Das jüngere Flussnetz { Abdachungsflüsse / Böschungsflüsse
Postglazial gebildeter Ruhrunterlauf
Randflüsse
Haupt- / Neben- } Wasserscheide

Übersichtskarte zur Entstehung des Ruhrnetzes.

Tafel V.

Abb. 1. Der Arnsberger Talsporn. Im Vordergrunde Flußterrassenflächen (T) der Unter- und Mittelterrasse (S. 125 u. 184).

Abb. 2. Das „Käppelchen" bei Siedlinghausen im oberen Ruhrgebiet. Klippe eines diabasartigen Gesteins in einer Umgebung von Tonschiefer.

Abb. 3. Steilrand der Mittelterrasse (M.-T.) der Ruhr bei Bachum unweit Neheim (S. 187).

Tafel VI.

Abb. 1. Der Isenberg bei Hattingen (Ruhr). Entspricht dem Ausstreichen einer unter 40° einfallenden Werksandsteinbank. Die beiderseitigen Täler sind in Tonschiefer eingeschnitten (S. 180).

Abb. 2. Talverengung durch einen Diabaszug (D). Oberes Negertal bei Siedlinghausen. Die Stelle (↑) wird von der Nebenbahn Winterberg-Bestwig benutzt, um auf einem Viadukt das Tal zu überschreiten (S. 169).

Tafel VII.

Abb. 1. Schrattenähnliche (bezw. karrenähnliche) Formen des Massenkalkes im „kleinen Felsenmeer" bei Sundwig unweit Iserlohn (S. 172).

Abb. 2. Hakenwurf und säulenförmige Verwitterung (Mitte) einer steil aufgerichteten Sandsteinbank im Produktiven Karbon. Ardey. Das den Hakenwurf veranlassende Gehänge befindet sich links.

Geographisches Namenverzeichnis.



Bericht
über die ordentliche Hauptversammlung am 16. Juni 1916 zu Aachen.

Niederschrift über die Verhandlungen.

Die von ungefähr 40 Mitgliedern und Gästen besuchte Versammlung wurde um $9^1/_4$ Uhr durch den Vorsitzenden, Berhauptmann Vogel, eröffnet. Nachdem er zunächst dem Kuratorium der Technischen Hochschule den Dank des Vereins für die freundliche Überlassung des Hörsaales für Bergbaukunde als Versammlungsraum und den Herren des Ortsausschusses, Professor Dannenberg und Professor Wieler, für ihre Bemühungen um die Vorbereitungen der Versammlung ausgesprochen hatte, wies er darauf hin, dass die anfangs für den Herbst des vergangenen Jahres in Aussicht genommene Einberufung einer Versammlung hätte verschoben werden müssen, da man auf eine hinreichende Teilnahme der Mitglieder an der Versammlung nicht habe rechnen können, besonders weil die Verbandvereine keine Neigung zeigten, im Anschluss an die Tagung des Naturhistorischen Vereins auch ihrerseits Versammlungen zu veranstalten. Nachdem dank dem freundlichen Entgegenkommen der Herren Wieler und Dannenberg die Aussichten für eine Zusammenkunft in Aachen sich in diesem Jahre günstiger erwiesen hätten, habe der Vorstand die Gelegenheit, wieder eine Sitzung anzuberaumen, mit Freuden ergriffen, es aber in anbetracht des Krieges für angemessen erachtet, sie in ganz einfachem Rahmen zu halten. Es seien daher diesmal an Behörden und an die weiteren Kreise von nicht dem Naturhistorischen Verein angehörenden Freunden der Naturwissenschaften keine besonderen Einladungen ergangen. Die Mitgliederzahl des Vereins habe sich seit 1913 um ein geringes

vermindert, durch Tod habe der Verein, soweit dem Vorstande bisher Nachrichten zugegangen seien, in den Jahren 1914 und 1915 nur elf Mitglieder verloren, drei begabte und eifrige jüngere Mitarbeiter, Dr. Gräve, Privatdozent Dr. Haniel und Dr. Martius, haben den Heldentod auf dem Schlachtfeld erlitten. Die Versammlung ehrte das Andenken der Verstorbenen durch Erheben von den Plätzen. Sodann erstattete der Vorsitzende Bericht über die Vermögenslage des Vereins und über die durch den Krieg unterbrochenen Unterhandlungen des Vorstandes mit der Universität Bonn und den Städten Düsseldorf und Köln. Zur vollen Entfaltung der wissenschaftlichen Tätigkeit des Vereins reichen schon seit Jahren die Mittel nicht mehr völlig aus. Aber trotz des beträchtlich erweiterten Umfanges der Vereinsschriften konnte man davon absehen, den jährlichen Mitgliedbeitrag zu erhöhen, da der Verein durch Zuwendungen eines Vereinsmitgliedes in der Lage war, die erhöhten Druckkosten zu bestreiten. Auf die Dauer ist dies aber nicht durchzuführen, vor allem, weil auch die Unterstützung der auf die naturwissenschaftliche Durchforschung des Heimatgebietes gerichteten Untersuchungen, wenn diese erfolgreich weitergeführt werden sollen, größere Mittel als bisher erfordert. Außerdem sind die Räume des Vereins für die stark anwachsende Bibliothek und die ständig zunehmenden Sammlungen nicht mehr ausreichend. Der Vorstand ist daher zunächst mit der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, mit der Stadt Bonn und mit der Universität Bonn bzw. dem Kultusministerium wegen Bewilligung von Zuschüssen in Verbindung getreten. Die Rheinprovinz hat 1913, zunächst auf drei Jahre, einen jährlichen Zuschuß von 2000 Mark bewilligt. Die Provinz Westfalen hat sich wegen der ihr sonst noch obliegenden Verpflichtungen außer stande erklärt, einen Zuschuß zu leisten. Die Stadt Bonn hat einen dauernden jährlichen Zuschuß von 2000 Mark in Aussicht gestellt, falls der Verein seinen Sitz in Bonn behält. Die Unterhandlungen mit der Universität Bonn haben zu einem Ergebnis noch nicht geführt. Es liegt nun ein überaus günstiges Angebot der Stadt Düsseldorf vor, wonach diese, wenn der Verein seinen Sitz nach Düsseldorf verlege, die Räume für die Vereinsbibliothek und Sammlungen zur Verfügung stellt und die sämtlichen Kosten für die Besoldung der Beamten und Angestellten übernimmt. Der Verein solle vollständig Herr seiner Sammlungen bleiben, die in sich geschlossen dem naturhistorischen Museum der Stadt angegliedert werden sollen. Von der Stadt Köln ist erklärt worden, daß sie bei Übersiedlung des Vereins nach Köln in gleicher Weise dem Vereine

entgegenkommen würde. Der Vorstand würde nur ungern an die Vereinsmitglieder den Antrag stellen, zu beschließen, daß der Sitz des Vereins von Bonn verlegt werde, weil hierdurch die Beziehungen zur Universität Bonn gelockert würden; durch diese Beziehungen werden die Aufgaben des Vereins aber zweifellos gefördert. Unbedingt erforderlich ist es aber, daß auch die Universität bzw. der Staat den Verein materiell unterstütze. Die Universität zieht aus der Benutzung der Vereinseinrichtungen großen Nutzen, es sei daher nicht unbillig, zu verlangen, daß der Staat dem Verein helfe. Die Unterhandlungen sollen möglichst bald nach Beendigung des Krieges wieder aufgenommen werden.

Der Schriftführer Professor Voigt erstattet den

Bericht über die Lage und die Tätigkeit des Vereins während der Jahre 1914 und 1915.

1. Mitglieder. Die Zahl der ordentlichen Mitglieder

betrug am 1. Januar 1914		471
Verstorben sind	7	
Ausgetreten	14	
	21	
eingetreten sind	10	—11
Die Anzahl der ordentlichen Mitglieder des Naturhistorischen Vereins betrug demnach am 31. Dezember 1914		460
Im Jahre 1915 sind		
verstorben	4	
ausgetreten	21	
	25	
eingetreten sind	2	—23
Anzahl der ordentlichen Mitglieder des Naturhistorischen Vereins am 31. Dezember 1915		437

2. Vereinsschriften. Der Jahrgang 1913 der Verhandlungen umfasst, wie bereits im Bericht für das Jahr 1913 auf der Versammlung in Oeynhausen mitgeteilt wurde, $25^{3}/_{8}$ Bogen mit 11 Tafeln und 38 Textfiguren. Die damals noch nicht abgeschlossenen Sitzungsberichte haben einen Umfang von $32^{1}/_{8}$ Bogen mit 14 Tafeln, 36 Textfiguren und einer geologischen Übersichtstabelle. Der Jahrgang 1914 der Verhandlungen enthält $27^{5}/_{8}$ Bogen, 2 Tafeln und 27 Textfiguren, die Sitzungsberichte $12^{1}/_{4}$ Bogen, 2 Tafeln und 3 Textfiguren. Der Jahrgang 1915 der Verhandlungen ist noch nicht ganz fertig ge-

stellt, er wird ungefähr 20 Bogen mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren enthalten. Sitzungsberichte können nicht veröffentlicht werden, weil keiner der angegliederten Vereine Sitzungen abgehalten hat. Da der Aufenthaltsort einer größeren Anzahl von Mitgliedern nicht bekannt ist und da es zweckmäßig erschien, mit Rücksicht auf die erhöhten Druck- und Papierkosten die Ausgaben für die Vereinsschrift nicht zu erhöhen, ist für die Jahrgänge 1915 und 1916 vom Abdruck eines Mitgliederverzeichnisses abgesehen worden, dagegen soll ein solches dem Jahrgang 1917 wieder beigefügt werden.

3. Kapitalverwaltung. Über die Einnahmen und Ausgaben im Jahre 1914 hat der stellvertretende Vorsitzende bereits auf Seite II und III des Jahresberichtes im Jahrgang 1915 der Verhandlungen Rechnung abgelegt.

Für das Jahr 1915 ergibt die nachstehende Abrechnung einen größeren Überschuß, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß infolge Verzögerung der Drucklegung der Vereinsschrift noch größere Druckrechnungen ausstehen und ferner daß die Arbeiten in der Bibliothek und in den Sammlungen seit Beginn des Krieges auf die Instandhaltung und vorläufige Einordnung der neuen Zugänge haben beschränkt werden

Haupt-Rechnungs-Abschluß

Einnahme.

Pos.		M.	Pf.
I	Mitglieder	1771	00
II	Verlag	31	45
III	Kapitalverwaltung:		
	a) Kapital- und Bankzinsen	4055	05
	b) Verloste Wertpapiere	998	75
IV	Zuwendungen:		
	a) Zuschuß der Rheinprovinz	2000	—
	b) „ „ Stadt Bonn	2000	—
V	Außerordentliche Einnahmen	74	74
	Gesamteinnahmen	10930	72
	Kassenbestand am 31. XII. 1914: 288.23 M. Bankguthaben am 31. XII. 1913: 7188.27 „	7476	50
		18407	22

müssen, so daß nach dem Kriege erhöhte Aufwendungen erforderlich sind.

4. Bibliothek. Die Zugangsverzeichnisse der Vereinsbibliothek weisen infolge des Krieges viele Lücken auf, da eine Anzahl kleinerer Vereine keine Schriften herausgegeben hat und Bücher aus dem Ausland nur von benachbarten neutralen Ländern eingegangen sind. Als Geschenke für die Bibliothek sind dem Verein eine Anzahl von Schriften überwiesen worden durch die Herren Dr. Bodewig, Köln, Geheimrat Professor Dr. Elter, Bonn, Stadtrat Hahne, Stettin, Dr. Simrock, Bonn, Dr. Quaas, Leiden, sowie seitens mehrerer Vereine und Gesellschaften. (Verzeichnis der Schriften, Jahrg. 1915, S. XVI—XVIII. 1916, S. XIX.) Der Vorstand spricht allen für die sehr willkommenen Zuwendungen auch an dieser Stelle nochmals verbindlichsten Dank aus. Der Ausleihverkehr wurde, obwohl der Bibliothekar und der Schriftführer im Heeresdienst stehen, nach besten Kräften aufrecht erhalten.

5. Sammlungen. Die weitere Bearbeitung des in den Sammlungen des Vereins niedergelegten Materials für die naturwissenschaftliche Durchforschung des Vereinsgebietes hat großenteils eine Unterbrechung erfahren, so insbesondere auch

für das Jahr 1915.

Ausgabe.

Pos.		M.	Pf.
I	Mitglieder	70	91
II	Verlag	3136	58
III	Kapitalverwaltung:		
	a) Bankspesen	20	89
	b) Ankauf von Wertpapieren	10319	35
IV	Bibliothek	380	85
V	Haus	753	59
VI	Steuern	389	45
VII	Verwaltung:		
	a) Beamtengehälter, Versicherung	874	70
	b) Bürobedürfnisse	25	68
VIII	Außerordentliche Ausgaben	13	25
	Gesamtausgaben	15985	25
	Kassenbestand am 31. XII. 1915	47	97
	Bankguthaben am 31. XII. 1915	2374	—
		18407	22

die Bearbeitung des Materials aus den mit Unterstützung des Vereins in den Jahren 1911—13 vorgenommenen Untersuchungen der Eifelmaare. Doch konnte Professor Thienemann seine Arbeiten über die physikalischen und chemischen Verhältnisse der Maare noch vor dem Kriege abschließen, desgleichen auch nach der Genesung von seiner schweren Verwundung die Bearbeitung der Chironomidenfauna der Maare, die vor allem im Zusammenhang mit seinen Untersuchungen über den Sauerstoffgehalt des Wassers am Boden der Maare zu wissenschaftlich ebenso wertvollen wie interessanten Ergebnissen geführt hat.

Rechnungsprüfung.

Die Rechnungsbelege für die Jahre 1914 und 1915 sind von den Rechnungsprüfern richtig befunden worden, die Versammlung erteilte dem stellvertretenden Vorsitzenden, Herrn Geheimen Bergrat Körfer, und dem Schatzmeister, Herrn Henry, Entlastung.

Wahlen.

Der Vorsitzende teilte mit, daß eigentlich im Jahre 1915 eine Neuwahl des Vorstandes hätte stattfinden müssen, daß sie aber unterblieben sei, weil es dem Vorstande nicht möglich war, eine Hauptversammlung mit Aussicht auf genügend starke Beteiligung einzuberufen. Der Vorstand hat die Geschäfte weitergeführt und ersucht die Versammlung, seine Amtsführung für das verflossene Jahr nachträglich zu bestätigen und ihm Entlastung zu erteilen. Dem Antrage wurde von der Versammlung einstimmig Folge gegeben. Bei der darauf folgenden Neuwahl wurde auf Vorschlag des Herrn Geheimen Bergrat Steinmann der bisherige Vorstand wiedergewählt mit dem Hinzufügen, daß das Jahr 1915 für die neue dreijährige Amtszeit des Vorstandes nicht in Anrechnung zu bringen sei, sondern daß die Neuwahl bis einschließlich 1918 Gültigkeit haben solle. Zu Rechnungsprüfern wurden ernannt die Herren Professor Dr. Körnicke, Bonn, und Privatdozent Dr. Reichensperger, Bonn, und zu deren Stellvertretern die Herren Rentner Wirtgen, Bonn, und Oberlehrer Dr. Schauß, Godesberg. Die Wahl des Ortes in Westfalen für die Hauptversammlung des Jahres 1917 wurde dem Vorstand überlassen.

Vogel. Körfer. Henry.

Verlauf der Versammlung.

Vorträge. Professor Dr. Dannenberg gab eine anschauliche geologische Übersicht über das Gebiet von Aachen mit besonderer Berücksichtigung der vom Niederrheinischen geologischen Verein und vom Botanischen Verein für Rheinland-Westfalen in Aussicht genommenen Ausflüge. Professor Dr. Wieler sprach über die Galmeiflora Aachens und führte die in der Gegend von Stolberg vorkommenden Galmeipflanzen in Herbariumsexemplaren vor.

Vom Naturwissenschaftlichen Verein in Barmen und vom Bergischen Komitee für Naturdenkmalpflege waren telegraphische Glückwünsche eingelaufen, die mit Dank von der Versammlung entgegengenommen wurden. Auf Antrag des Vorsitzenden wurden an die Oberbergämter Bonn und Dortmund Glückwünsche zu der bevorstehenden Feier ihres 100jährigen Bestehens abgesandt, auf welche am Abend Danktelegramme eintrafen.

Um 11 Uhr fanden die Sitzungen des Niederrheinischen geologischen und des Botanischen Vereins statt. Am Nachmittag veranstaltete der geologische Verein einen Ausflug nach Walheim zur Besichtigung der Famenne-Schichten und am Samstag den 17. Juni einen Ausflug in das Tertiär der Gegend von Düren. Der Botanische Verein besichtigte am Freitag nachmittags zunächst den Botanischen Garten unter Führung des Herrn Stadtgartendirektors Wessberge und wanderte dann in das Galmeigebiet bei Verlautenheide und Nirm. Am Samstag wurde die Kalkflora der Gegend von Münstereifel und die Sumpfflora bei Kalkar besichtigt.

Verzeichnis der Schriften, welche der Verein während des Jahres 1915 erhielt *).

a) Im Tausch.

190 Aachen. Meteorolog. Observatorium: Jahrbuch 18. 19.
2522 Aarau. Aargauische naturforsch. Gesellschaft: —
1941 Agram. Societas historico-naturalis croatica: Glasnik. Godina 27.
5800 Albany. University of the State of New York: —
204 Altenburg. Naturforsch. Gesellschaft des Osterlandes: —
3687 Amsterdam. Koninkl. akademie van wetenschappen: Jaarboek 1914. Verhandelingen, Afd. Letterk., Deel 14, N. 3—6; Deel 15. Afd. Natuurkunde, Sect. 1, Deel 12, N. 1, 2. Sect. 2, Deel 18, N. 1—6. Verslagen v. d. gewone vergaderingen d. wis. en nat. afd., Deel 23; Verslagen en med. Afd. Letterk. R. 5, Deel 1.
215 Annaberg. A.-Buchholzer Verein f. Naturkunde: —
3051 Arcachon. Société scientifique et station zoologique: —
226 Augsburg. Naturwiss. Verein für Schwaben und Neuburg: —
5900 Baltimore. Maryland geol. survey: —.
238 Bamberg. Naturforsch. Gesellschaft: Bericht 22/23. 1915.
2527 Basel. Naturforsch. Gesellschaft: Verhandlungen, Bd. 26.
246 Bautzen. Naturwiss. Gesellschaft Isis: Abhandlungen 1913--1915.
4375 Bergen. Bergens Museum: Aarbog for 1914/15. Aarsberetning, 1914/15. Sars, Vol. 6, P. 8—10.
5908 Berkeley. University of California: Geology, Vol. 8, N. 1—25. Botany, Vol. 6, N. 1, 2. Zoology, Vol. 12.

*) Die Schriften sind unter der Nummer und dem Orte angeführt, unter denen sie im gedruckten Katalog der Vereinsbibliothek stehen.

318 Berlin. Kgl. preuß. Akademie d. Wissensch.: Sitzungsberichte 1915.
329 — Kgl. geol. Landesanstalt und Bergakademie: Abhandlungen, N. F. 76. Jahrbuch 1912, Bd. 34, Heft 3; 1914, Bd. 35, T. 1, 2. Geol. Karte von Preußen u. d. Thür. Staaten, nebst Erläuterungen, Lief. 172, 175, 176, 178, 185, 189, 196. Beiträge z. geol. Erforschung d. dtsch. Schutzgebiete, H. 1, 7.
335 — Kgl. preuß. Landesanstalt für Gewässerkunde: Jahrbuch für d. Gewässerkunde Norddtschl. Abflußjahr 1911. Besondere Mitteilungen, Bd. 3, H. 1, 2.
340 — Kgl. preuß. meteorolog. Institut: Abhandlungen, Bd. 5, N. 1—3. Bericht 1915. Regenkarte der Prov. Hessen-Nassau, 2. Aufl.
348 — Kgl. Museum für Naturk., Zool. Sammlg.: Mitteilungen, Bd. 7, H. 2, 3. Bericht 1914.
352 — Gesellschaft naturforsch. Freunde: Sitzungsberichte J. 1914. Archiv, Bd. 2, H. 4.
364 — Deutsche geol. Gesellschaft: Zeitschr., Bd. 66, H. 4; Bd. 67. Monatsberichte 1914, N. 4—12; 1915, H. 1—12.
386 — Verein zur Beförderung des Gartenbaues: Gartenflora, Jg. 64 nebst Orchis, Mitteil. des Orchideenausschusses.
396 — Botan. Verein für die Provinz Brandenburg: Verhandlungen, Jg. 57, 1915.
411 — Deutsche entomolog. Gesellschaft: D. entomolog. Zeitschrift, Jg. 1915.
413 — Deutsches entomolog. Museum: D. entomolog. National-Bibliothek, Entomolog. Mitteilungen, Bd. 4.
2506 Bern. Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft: Neue Denkschriften, Bd. 50. Verhandlungen 1914.
2533 — Bernische Naturforsch. Gesellschaft: Mitteilungen 1914.
3081 Bordeaux. Société des sciences phys. et nat.: —
3090 — Société Linnéenne: —
5915 Boston. Amer. academy of arts and sciences: Proceedings, Vol. 50, N. 1—3.
5920 — Society of nat. history: —
536 Braunschweig. Verein für Naturwissenschaft: —
556 Bremen. Naturwissensch. Verein: Abhandlungen, Bd. 23, H. 1, 2.
568 Breslau. Schles. Gesellschaft f. vaterländ. Kultur: Jahresbericht 91.
590 — Verein für schles. Insektenkunde: Jahresheft 8.
8370 Brisbane. Royal society of Queensland: —
8375 — Queenland Museum: —

5960 Brooklyn. Museum of the B. institute of arts and sciences: —
1973 Brünn. Mährische Museumsgesellschaft: —
1980 — Naturforsch. Verein: Verhandlungen, Bd. 52, 53. Bericht 29, 30.
3490 Bruxelles. Académie royale des sciences, des lettres et des beaux arts de Belgique: Bulletin 1914, N. 1—4.
3496 — Musée royal d'hist. nat. de Belgique: —
3504 — Société royale de botanique: —
3512 — Académie royale de médecine: —
3528 — Société belge de géologie: —
3544 — Société royale zoologique et malacologique: —
3548 — Société entomologique: —
2034 Budapest. Königl. ungar. geol. Reichsanstalt: Jahresbericht für 1913/14. Mitteilungen a. d. Jahrbuch, Bd. 22.
2039 — Kgl. ungar. geol. Gesellschaft: Földtani Közlöny, Kötet 44, Füz. 1—12.
2023 — Kgl. ungar. Nationalmuseum: Annales hist. nat. musei nationalis hungarici, Vol. 13.
8045 Buenos Aires. Museo nacional: —
8050 — Sociedad cientif. argentina: Anales, T. 77, E. 1—4.
5965 Buffalo. Society of natural sciences: —
6025 Cambridge. Mass. U. S. A. Museum of comp. zoology: Memoirs, Vol. 45, N. 1.
2661 Catania. Accademia Gioenia: Bolletino, Ser. 2, F. 30, 31.
6060 Chapel-Hill. Elisha Mitchell scient. society: Journal Vol. 30, N. 1—4.
635 Chemnitz. Naturwiss. Gesellschaft: —
3110 Cherbourg. Société nat. des sciences nat.: —
6125 Chicago. Academy of sciences: —
6132 Chicago. Field Museum of natural history: —
4395 Christiania. Universitet: Aarsberetning 1910—11, 1911—12.
4430 — Videnskabs-Selskabet: Forhandlinger, Aar 1914.
4435 — Physiographiske Forening: Nyt Magazin, Bd. 53, H. 1—3.
2544 Chur. Naturforsch. Gesellschaft Graubündens: Jahresbericht, N. F. Bd. 56.
6171 Cincinnati. Lloyd library: —
6175 Claremont. Pomona college: —
6180 Cleveland. Geological society of America: —
2961 Coimbra. Sociedade Broteriana: —
6730 Connecticut. Academy of sciences and arts: siehe New Haven.

8120 Córdoba, Arg. Academia nac. de ciencias: Boletin, T. 19, E. 2a.
720 Danzig. Naturforsch. Gesellschaft: Bericht 37. Schriften, N. F. Bd. 14, H. 1, 2.
740 Darmstadt. Verein f. Erdkunde: Notizblatt d. V. f. E. u. der Großh. geol. Landesanstalt, Folge 4, H. 35.
6270 Davenport. Academy of nat. sciences: —
3720 Delft. École polytechnique: —
768 Donaueschingen. Verein f. Gesch. u. Naturgesch. d. Baar: —
4730 Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft: —
788 Dresden. Gesellschaft f. Natur- und Heilkunde: Jahresbericht 1915—16.
790 — Naturwiss. Gesellschaft Isis: Sitzungsberichte und Abhandlungen, Jg. 1915
4575 Drontheim. Kgl. Norske Videnskabers-Selskab: siehe Trondhjem.
3890 Dublin. Royal Irish academy: Proceedings, Vol. 32, N. 1—3.
815 Dürkheim. Pollichia: Mitteilungen, Jg. 70.
3940 Edinburgh. Royal society: Proceedings, Vol. 34, P. 1, 2.
3945 — Royal phys. society: —
3954 — Botan. society: —
878 Emden. Naturforsch. Gesellschaft: Jahresbericht 99/100.
890 Erlangen. Physik.-med. Sozietät: Sitzungsberichte, H. 46.
2680 Firenze. R. Instutito di studi superiori: —
2687 — R. comitato geol. d'Italia: siehe Roma.
2698 — Società entomolog. ital.: —
2700 — Stazione di entomologia agraria: Redia, Vol. 9, F. 2.
920 Frankfurt a. M. Senckenberg. naturforsch. Gesellschaft: Abhandlungen, Bd. 36, H. 1, 2. Bericht 45, 1914.
957 Frankfurt a. O. Naturwiss. Verein: —
2550 Frauenfeld. Thurgauische naturforsch. Gesellschaft: —
968 Freiburg i. B. Naturforsch. Gesellschaft: Berichte, Bd. 21, H. 1.
972 — Badischer Landesverein f. Naturkunde: Mitteilungen 1915, N. 297—300.
2558 Genève. Société de physique et d'hist. nat.: Mémoires, T. 38, P. 2—5. Comptes rendus des séances 31.
2560 — Conservatoire et jardin botaniques: Annuaire, Année 18/19.
2720 — Museo civico di storia naturale: —
3460 Gent. Het vlaamsch natuur- en geneskundig congres: —

995 Gießen. Oberhess. Gesellschaft f. Natur- u. Heilkunde: Bericht N. F. Naturw. Abt. Bd. 6; Med. Abt. Bd. 9.
3980 Glasgow. Natural history society: —
1015 Görlitz. Naturforsch. Gesellschaft: —
1020 Göttingen. Kgl. Gesellschaft d. Wissensch.: Nachrichten der math.-phys. Klasse 1915, H. 1—3. Nachrichten, Geschäftl. Mitteil. 1915, H. 1.
3818 's Gravenhage. Nederl. dierkundige vereeniging: Tijdschrift, Ser. 2, Deel 14, Afd. 1, 2.
3820 — Nederl. entomol. vereeniging: Tijdschrift voor entomol. Deel 58. Entomol. Berichten, N. 79—84.
2068 Graz. Naturwissensch. Ver. für Steiermark: Mitteilungen, Jg. 1914.
2092 — Zool. Institut: —
2100 — Verein der Ärzte in Steiermark: Mitteilungen, Jg. 52.
1048 Greifswald. Naturwiss. Verein von Neu-Vorpommern und Rügen: Mitteilungen, Jg. 45.
1052 — Geograph. Gesellschaft: Jahresbericht 15.
3732 Haarlem. Hollandsche maatschappij d. wetensch.: Archives néerland. des sciences exactes et nat. Ser. 3, B, T. 2.
3736 — Musée Teyler: Archives, Ser. 3, Vol. 2.
5525 Halifax. Nova Scotian institute of science: —
105 Halle. Kaiserl. Leopoldinisch-Carolinische deutsche Akademie der Naturforsch.: Nova Acta. Abhandlungen Bd. 100, 101. Leopoldina, H. 51.
1072 Halle. Naturwissenschaftl. Verein für Sachsen u. Thüringen: Zeitschrift f. Naturwissenschaften, Bd. 85.
1076 — Verein für Erdkunde: Mitteilungen 37.
1087 Hamburg. Wissenschaftl. Anstalten: Jahrbuch 31. 1. Beiheft 22; 2. Beiheft 31; 3. Beiheft 1913; Mitteilg. d. Sternw. Astron. Abt. Bd. 3, H. 1; Mitteilg. a. d. Mus. f. Völkerk. 9. Beih. 1914; Mitteil. a. d. Phys. Staatslabor. 3. Beih. 1914; Mitteilg. a. d. Sem. f. Sprache u. Kultur Chinas zu Hamburg 7. Beih. 1914; Mitteilg. d. Semin. f. Kolonialsprachen in Hamburg 5. Beih. 1914; Mitteilg. u. Abh. a. d. Gebiete d. roman. Philol. 2. u. 3. Beih. 1914; Meteorol. Beobachtungen a. d. Hamb. Sternwarte i. d. J. 1914; Abh. u. Mitt. d. Sem. f. öff. Recht. 5. Beih. 1914; Die Daguerreotypie in Hamb. 1. Beih. 1914.
1098 — Naturwiss. Verein: Verhandlungen, Folge 3, N. 22, 1914.
1100 — Verein für naturwiss. Unterhaltung: —
1112 Hanau. Wetterauische Gesellschaft: —
1124 Hannover. Naturhist. Gesellschaft: —

1136 Heidelberg. Naturhist.-med. Verein: Verhandlungen. Bd. 13, H. 1.

4760 Helsingfors. Finska vetenskaps societet: Acta, T. 44, N. 6; T. 45, N. 1. Bidrag til kännedom af Finlands natur och folk, H. 76, N. 5.

4765 — Commission géologique de Finlande: —

4770 — Societas pro fauna et flora fennica: Acta, Vol. 38.

4780 — Finska läkare sällskapet: Handlingar, Bd. 56, N. 7. Finlands medic. bibliogr. 1913.

2116 Hermannstadt. Siebenbürg. Verein für Naturwissenschaften: Verhandlungen u. Mitteilungen, Bd. 64.

3565 Huy. Cercle des naturalistes hutois: —

2138 Innsbruck. Ferdinandeum: Zeitschrift, Folge 3, H. 58.

2142 — Naturwiss.-med. Verein: Berichte, Jg. 35.

1150 Jena. Med.-naturwiss. Gesellschaft: Jenaer Zeitschrift f. Naturw. Bd. 53.

4730 Jurjew. Naturforscher-Gesellschaft: siehe Dorpat.

1170 Karlsruhe. Naturw. Verein: Verhandlungen, Bd. 26.

624 Kassel. Verein f. Naturk.: Abhandlungen u. Bericht 54.

2160 Késmárk. Ungar. Karpathenverein: Jahrb., Jg. 42.

1194 Kiel. Naturwiss. Verein f. Schleswig-Holstein: —

4815 Kiew. Société des naturalistes: —

4455 Kjøbenhavn. Botaniske forening: siehe Kopenhagen.

2172 Klagenfurt. Naturhist. Landesmuseum von Kärnten: Mitteilungen, Jg. 105.

2180 Klausenburg (Kolozsvárt). Siebenbürg. Museumsverein: Naturwissensch. Museumshefte. Mitteilungen a. d. naturwiss. Klasse. Bd. 4, H. 3. Sitzungsberichte d. med. Sektion, Jg. 39.

1225 Königsberg i. Pr. Physik.-ökon. Gesellschaft: —

698 Kolmar. Naturhist. Gesellschaft: Mitteilungen, N. F. Bd. 13.

4455 Kopenhagen. Botaniske forening: Botanisk Tidsskrift Bd. 34, H. 3—6; Bd. 35, H. 1. Dansk Botanik. Arkiv, Bd. 1, N. 6.

2186 Krakau. Akademie d. Wiss.: —

1247 Landshut. Botan. Verein: —

2565 Lausanne. Société vaudoise des sciences nat.: Bulletin, Sér. 5, Vol. 51, N. 189, 190.

6440 Lawrence. University of Kansas: Bulletin, Vol. 8, N. 1—10.

3784 Leiden. Rijks Herbarium: Mededeelingen, 1914/15.

3792 — Nederlandsche botan. vereeniging: Recueil des travaux botaniques néerlandais, Vol. 12, L. 1—4.

—— Leipzig. Universitäts-Bibliothek: 34 Dissertationen.

1278 Leipzig. Naturforsch. Gesellschaft: Sitzungsberichte, Jg. 41.
1290 — Verein für Erdkunde: Mitteilungen 1914.
1292 — Verein der Geographen: —
3584 Liége. Société royale des sciences: —
3596 — Société géologique de Belgique: Annales, T. 41, Livr. 1.
3606 — Association des ingénieurs: —
3630 Lierre. La cellule: Tome 29, Fasc. 1.
3125 Lille. Société géol. du nord: —
2208 Linz. Museum Fransisco-Carolinum: Jahresbericht nebst Beitr. z. Landesk. 73.
2210 — Verein für Naturkunde in Österreich ob der Enns: —
2980 Lisboa. Commissão dos trabalhos geol. de Portugal: —
2973 — Société portugaise de sciences naturelles: —
2975 — Sociedade de geographia: Boletim, Ser. 33, N. 1—6.
2982 — Instituto bacteriologico: —
4000 Liverpool. Biol. society: —
4005 — Botanical society: —
4040 London. Nature: Vol. 93, N. 2314—2335.
4060 — Royal geographical society: —
4070 London. Royal microsc. society: —
4085 — Linnean society: —
4139 — Zoological society: Transactions, Vol. 20, P. 7—10.
4145 — Imperial bureau of entomology: —
1330 Lübeck. Geograph. Gesellschaft u. naturhist. Museum: —
1341 Lüneburg. Naturwiss. Verein f. d. Fürstentum L.: —
4482 Lund. Universitet: Acta, N. F. 10, 1914.
3431 Luxemburg. Institut grand-ducal, Sect. des sciences nat. et math.: —
3439 — Fauna: —
3140 Lyon. Académie de sciences: —
3146 — Société d'agriculture: —
3152 Lyon. Société Linnéenne: —
6490 Madison. Wisconsin academy of sciences, arts and letters: —
6500 — Wisconsin geological and natural history survey: —
1350 Magdeburg. Museum für Natur- u. Heimatkunde und Naturwissenschaftl. Verein: —
4200 Manchester. Literary and philos. society: —
1386 Marburg. Gesellschaft zur Beförderung d. ges. Naturwissenschaften: Sitzungsberichte, Jg. 1914.
3164 Marseille. Faculté des sciences: —
6540 Medford. Tufts College: —
8465 Melbourne. Royal society of Victoria: —

1396 Metz. Société d'histoire naturelle: —
1398 — Verein f. Erdkunde: —
8200 Mexico. Sociedad cientifica „Antonio Alzate": —
8208 — Instituto geologico de Mexico: —
2732 Milano. R. istituto lombardo: —
2734 — Societa lombarda di scienze mediche e biologiche: Atti, Vol. 4, Fasc. 1. 2.
6600 Milwaukee. Public museum: —
6610 — The Wisconsin nat. history society: Bulletin, Vol. 13, N. 1—3.
6655 Minneapolis. The university of Minnesota: —
6680 — Minnesota school of mines experiment station: —
6690 Missoula. University of Montana: —
2754 Modena. Società dei naturalisti e matematici: Atti, Ser. 5, Vol. 1.
8212 Montevideo. Museo national: —
3184 Montpellier. Académie de sciences et lettres: Bulletin, 1914, N. 6, 7.
4830 Moskau. Société imp. des naturalistes: —
1426 München. Kgl. bayer. Akademie d. Wiss., Math.-phys. Kl.: Abhandlungen, Bd. 27, Abt. 1—4. Sitzungsberichte 1914.
1437 München. Gesellschaft für Morphologie und Physiologie: —
1440 — Ornithologische Gesellschaft in Bayern: Verhandlungen, Bd. 12.
1442 — Bayerische botan. Gesellschaft zur Erforschung d. heimischen Flora: Berichte, Bd. 14. Mitteilungen, Bd. 3, N. 10—13.
1448 Münster i. W. Westfäl. Provinzialverein f. Wissenschaft und Kunst: Jahresbericht 43.
120 — Vereinigung von Freunden der Astronomie u. kosmischen Physik: Mitteilungen, Jg. 25, H. 1—9.
3196 Nancy. Société des sciences: —
3208 Nantes. Société des sciences nat. de l'ouest de la France: —
2766 Napoli. R. academia delle science fis. et mat.: Rendiconto, Ser. 3, Vol. 20, Fasc. 1—6.
2770 — Società dei naturalisti: —
2780 — Zoolog. Station: Mitteilungen, Bd. 22, H. 1—9.
1469 Neiße. Philomathie: —
1480 Neubrandenburg. Verein der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg: Archiv 68, 1914.
2570 Neuchâtel. Société des sciences nat.: —

6710 New Haven. American journal of science: Ser. 4, Vol. 39, N. 229—232.
6730 — Connecticut academy of arts and sciences: Transactions, Vol. 18. N. 209—345.
6830 New York. Amer. museum of nat. history: —
6841 — Academy of sciences: Annals, Vol. 23, P. 145—353.
1496 Nürnberg. Naturhistor. Gesellschaft: Mitteilungen, Jg. 6/7, N. 1, 2. Jahresbericht 1912—1914.
1512 Offenbach. Verein f. Naturkunde: —
2230 Olmütz. Naturwissenschaftl. Sektion d. Vereins „Botanischer Garten": —
1523 Osnabrück. Naturwissenschaftl. Verein: —
5580 Ottawa. Geol. and nat. history survey of Canada: —
3285 Paris. Muséum d'histoire naturelle: Bulletin, 1913, N. 6, 7.
3312 — Société géol. de France: —
3328 — Société zool. de France: —
1538 Passau. Naturhist. Verein: Bericht 22, 1912—16.
2800 Pavia. Instituto botanico dell' università: —
8550 Perth. Geological survey of Western Australia: Bulletin, N. 54, 55.
2806 Perugia. Accademia medico-chirurgica: Annali della facolta di medicina, Ser. 4, Vol. 4, Fasc. 2, 3.
6950 Philadelphia. Amer. philos. society: Proceedings, Vol. 53, N. 213.
6955 — Academy of nat. sciences: Proceedings, Vol. 66, P. 3.
2826 Pisa. Società toscana di scienze naturali: —
2836 Portici. Laboratorio di zoologia generale e agraria della R. scuola superiore d'agricoltura: —
2250 Prag. Kgl. böhm. Gesellschaft d. Wissenschaften: Jahresbericht 1914. Sitzungsberichte 1914.
2251 — Böhm. Kaiser-Franz-Josefs-Akademie, math.-naturwiss. Kl.: —
2260 — Deutscher naturw.-med. Verein für Böhmen „Lotos": Naturwiss. Zeitschrift, Bd. 63.
2272 — Lese- und Redehalle der deutschen Studenten: —
2284 Presburg. Verein für Natur- u. Heilkunde: —
1580 Regensburg. Naturwissenschaftl. Verein: —
1586 — Botanische Gesellschaft: —
2296 Reichenberg i. Böhmen. Verein der Naturfreunde: —
3340 Rennes. Université: —
4850 Riga. Naturforscher-Verein: —
8220 Rio de Janeiro. Museo nacional: —

7060 Rochester, N. Y., U. S. A. R. academy of science: —
2858 Roma. R. accademia dei lincei: —
2687 — R. comitato geol. d'Italia: Bolletino, Anno 1912, = Ser. 5, Vol. 4, N. 1—2.
2870 — Società geol. italiana: Bolletino, Vol. 33, Fasc. 1.
2882 — Società romana di antropologia: —

1590 Rostock. Naturforsch. Gesellschaft: —
1592 — Geograph. Gesellschaft: —
3350 Rouen. Société des amis des sciences nat.: —
2578 St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft: —
7090 St. Louis. Academy of science: —
7115 — Missouri botanical garden: —

4890 St. Petersburg. Académie imp. des sciences: —
4910 — Comité géologique: —
4912 — Russ.-kaiserl. mineralog. Gesellschaft: —
4920 — Hortus Petropolitanus: —

7210 San Francisco. California academy of sciences: Proceedings, 4. Ser. Vol. 5, pp. 1, 2.
8260 Santiago. Deutscher wissenschaftl. Verein: —
8282 São Paulo. Museu Paulista: —
2582 Sion (Valais). La Murithienne: —
4505 Stavanger. Museum: Arshefte 1914.
1645 Stettin. Entomol. Verein: Entomol. Zeitung, Jg. 76.

4520 Stockholm. Kongl. vetenskaps akademien: Arkiv f. matem., astron. och fysik, Bd. 10, H. 1—4. A. f. kemi. miner. och geol., Bd. 6, H. 1—3. A. f. botanik, Bd. 14, H. 1—3. A. f. zoologi, Bd. 9, H. 1—4. Årsbok, 1915. Handlingar, N. F., Bd. 53, N. 1—5. Meteorol. iakttagelser, Bd. 56. Nobelinstitut, Bd. 3, H. 3.
4528 — Sveriges offentliga Bibliotek: Accessions-Katalog, 29.
4540 — Geolog. föreningen: Förhandlingar, Bd. 37.
4550 — Statens skogs-försöksanstalt: Meddelanden, H. 11, 1914.
4560 — Entomol. föreningen: Entomol. Tidskrift, Årg. 36.

1660 Straßburg. Gesellschaft der Wissenschaften: —
1718 Stuttgart. Verein f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg: Jahreshefte, Jg. 71; General-Register zu 40—70.

8600 Sydney. Australasian association f. the advancement of science: —
8611 — R. Society of New South Wales: Journal and Proceedings, Vol. 47, P. 3.
8620 — Linnean society of New South Wales: —
8630 — Australian museum: —
8650 — Departement of mines of N. S. W.: —

8680 Sydney. Departement of agriculture: —
8682 — Department of Fisheries: —
4575 Throndhjem. Kgl. Norske Videnskabers Selskab: —
5300 Tokyo. Universität: Mitteilungen a. d. med. Fak., Bd. 13, H. 1, 2.
5310 — Deutsche Gesellschaft f. Natur- und Völkerkunde Ostasiens: —
5315 — Societas zoologica: —
7250 Topeka. Kansas academy of science: —
5625 Toronto. Canadian institute: —
2314 Trieste. Societa adriatica di scienze naturali: —
2318 — Associazione medica: —
4588 Tromsø. Museum: Aarsberetning 1913. Aarshefter 37.
4603 Upsala. Universitet: —
4605 — Geol. institution of the university: Bulletin, Vol. 13.
4608 — Universitäts-Bibliothek: Zoologiska Bidrag, Bd. 3.
7270 Urbana. Illinois state laboratory of nat. history: Bulletin, Vol. 10, Art. 1—4.
3844 Utrecht. Physiologisch laboratorium: Onderzoekingen, Reeks 5, N. 16.
2930 Venezia. R. Instituto Veneto: —
4950 Warschau. Annuaire géol. et minéral. de la Russie: —
7310 Washington. Carnegie institution: —
7320 — Smithsonian institution: Miscellaneous collections, Vol. 62, N. 1—3; Vol. 63, N. 6—8; Vol. 64, N. 1, 2, Annual Report 1912. Report of the U. S. national museum for the year 1913. Publications, N. 2359.
7325 — Smithsonian institution, U. S. national museum: Bulletin, N. 89. Proceedings, Vol. 46. Contributions from the nat. herbarium, Vol. 18, P. 1, 2.
7335 — Smithsonian institution. Astrophysical observatory: —
7480 — U. S. geological survey: Bulletins, N. 542, 3, 5—8, 550—558.
7560 — U. S. departement of agriculture: Monthly list of publications 1915.
8800 Wellington. New Zealand institute: —
8810 — Colonial museum and geol. survey of New Zealand: —
2362 Wien. K. K. Akademie der Wissenschaften, math.-naturw. Kl.: Sitzungsberichte, Bd. 124, Abt. 1, 2. Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, N. F. 48.
2373 — K. K. naturhist. Hofmuseum: Annalen, Bd. 29.
2395 — K. K. geol. Reichsanstalt: Jahrbuch, Bd. 64, H. 3, 4; Bd. 65, H. 1, 2. Verhandlungen, Jg. 1914, N. 11—18; Jg. 1915.
2420 — Verein z. Verbreitung naturwissenschaftl. Kenntnisse: Schriften, Bd. 55.

2458 Wien. K. K. zool.-botan. Gesellschaft: Verhandlungen, Bd. 65.
2468 — Entomolog. Verein: Jahresber. 25, 1914.
1770 Wiesbaden. Nassauischer Verein f. Naturkunde: Jahrbücher, Jg. 67.
2588 Winterthur. Naturwissensch. Gesellschaft: —
1782 Würzburg. Physikal.-med. Gesellschaft: Verhandlungen, Bd. 44, N. 1, 2. Sitzungsberichte 1914.
2593 Zürich. Naturforschende Gesellschaft: Vierteljahrsschrift, Jg. 59. Neujahrsblatt f. d. J. 1915.
2515 — Schweizerische botan. Gesellschaft: —
1830 Zwickau. Verein f. Naturkunde: —

b) Als Geschenke von den Verfassern, Mitarbeitern und Herausgebern.

Bonn. Eifelverein: Eifelvereinsblatt, Jg. 1915.
Elberfeld. Naturwiss. Verein: Jahresberichte, Heft 14.
Firenze. Bibliotheca nazionale centrale: Bulletino, Indice 1914.
Halle a. d. S. Naturforsch. Gesellschaft: Abhandlungen, N. F. 3, 4.
Lima. Ministerio de formento: Bolletin, N. 81.
Marienberg. Westerwald-Klub: Westerwälder Schauinsland, Jg. 8.
Philadelphia. Zoological society: Annual report 43.
Tokyo. Botanical institute, college of science, imperical university: Journal, Vol. 36.

c) Als Zuwendung von anderer Seite.

Von Herrn Geh. Rat Prof. Dr. Elter in Bonn:
15 Dissertationen.

Von Herrn Dr. Fr. Simrock in Bonn:
Karsten u. Schenck. Vegetationsbilder, 13. Reihe, Heft 1, 2.

Von Herrn Berghauptmann Vogel in Bonn:
Monatsberichte der Dtsch. geol. Gesellschaft, Jg. 1900—1914.
Upsala. Läkareförening: Förhandlingar, N. F. 20.

d) Durch Ankauf.

Rabenhorst. Kryptgamen-Flora, Bd. 6, Lief. 21–24.

Thomé. Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz. Lief. 228—233.

Basel und Genf. Schweizer paläontol. Gesellschaft: Abhandlungen, Vol. 40.

Chambesy. Herbier Boisier: Bulletin, Suppl., Vol. 5, S. 641—736.

Kaiserslautern. Pfälzische Heimatkunde, illustr. Monatsschrift, Jg. 11.

Lausanne. Schweizerische geol. Gesellschaft: Eclogae geol. Helvet., Vol. 13, N. 3—5.

Straßburg i. E. Philomatische Gesellschaft in Elsaß-Lothringen: Mitteilungen, Bd. 5, H. 2.

Verhandlungen

des

Naturhistorischen Vereins

der

preufsischen Rheinlande und Westfalens.

Vierundsiebenzigster Jahrgang, 1917.

Mit Tafel I—IV und 8 Textfiguren.

Bonn.

In Kommission bei Friedrich Cohen.

1919.

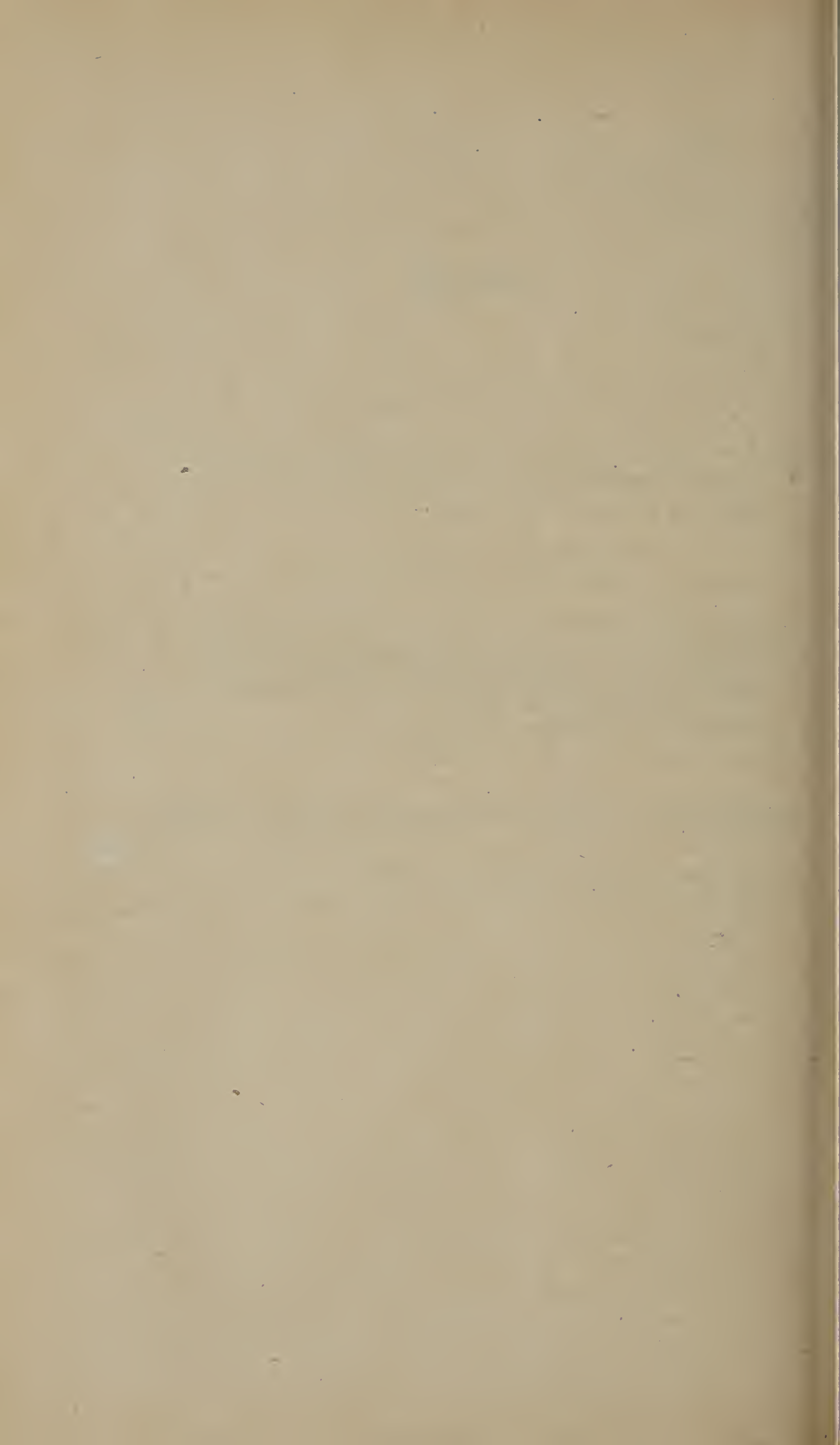
Für die in dieser Vereinsschrift veröffentlichten Mitteilungen sind die betreffenden Autoren allein verantwortlich.

Inhalt.

Geologie und Geographie.

Zoologie und Botanik.

Angelegenheiten des Naturhistorischen Vereins.



Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurtalgraben.

Von

Dr. Margarete Kirchberger.

Mit Tafel I—IV.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung.

Den nordwestlichsten Teil des Rheinischen Schiefergebirges auf deutschem Boden bildet das Hohe Venn, das sich noch weiter nach Westen, nach Belgien hinein, fortsetzt. Es erreicht an der belgischen Grenze ein Höhe von fast 700 m und senkt sich nach Nordosten um über 100 m. Östlich der Wehequellbäche folgt in der Fortsetzung der nordöstlichen Richtung ein nur 400 m Höhe erreichender Rücken, der nun für eine kurze Strecke die höchste Erhebung darstellt und dann steil nach dem Rurtalgraben hin abbricht. Er gehört schon der nordöstlichen Abdachung der Eifel an.

Nordwestlich dieses Rückens und des Hohen Venns dacht sich das Gebirge allmählich ab nach dem großenteils von Hauptterrassenschottern der Maas erfüllten Vorland, dessen Höhe im Westen noch fast 200, im Osten nur noch 130—150 m beträgt. In der Nähe der Reichsgrenze schiebt sich zwischen Gebirge und Vorland noch ein fremdes Element. Dies ist das Kreidetafelland des Aachener Waldes, der östliche Teil des belgisch-holländischen „Kreidemassivs". Dessen Geschichte ist jedoch auf so mannigfache Weise mit der Entwicklung des Gebirgsabfalls verknüpft, daß der Aachener Wald, obwohl nicht mehr zum Rheinischen Schiefergebirge gehörig, hier mitbetrachtet werden muss.

Ich begrenze das behandelte Gebiet etwa folgendermaßen: Im Südosten mit dem Rücken des Hohen Venns und des Unterdevonzugs zwischen Germeter[1]) und Gey, im Osten mit dem Gebirgsabbruch bei Langerwehe-Jüngersdorf und im Norden etwa mit einer die Enden der sich ins Vorland vorstreckenden Horste paläozoischer Gesteine verbindenden Linie über Langerwehe, Weisweiler, Herzogenrath. Im Westen bin ich gezwungen, die Reichsgrenze auch als Grenze des behandelten Gebietes zu nehmen, da

1) Für alle Namen siehe S. 101 und Tafel IV.

ein Überschreiten derselben, — besonders nach Belgien hin, wie geplant war, — zur Zeit unmöglich ist.

Geologische Übersicht.

Die geologische Entwicklungsgeschichte ist äußerst kompliziert und in den Einzelheiten, besonders im südlichen Teil, wo jüngere Ablagerungen nur sehr spärlich sind, noch nicht genügend bekannt, um die heutige Verteilung von Hoch und Tief in allen Einzelheiten zu erklären. Grundlegend sind vor allem die ausgezeichneten Arbeiten Holzapfels und zwar sowohl die Kartierungen der Blätter Aachen, Stolberg, Lendersdorf, Herzogenrath, Eschweiler, Düren im Maßstab 1 : 25000 mit Erläuterungen als auch die zusammenfassende Arbeit über „die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen" mit einer geologischen Exkursionskarte von Wunstorf im Maßstab 1 : 75000. Diesen Arbeiten verdanke ich zum weitaus größten Teil die zu morphologischen Betrachtungen unerläßliche geologische Unterlage. Von Einzelarbeiten sind besonders wertvoll einige speziellere Forschungen von Kurtz über diluviale und tertiäre Kiese, von W. C. Klein über die südlimburgische Kreide und von Fliegel über das nördliche Vorland. Eine Arbeit über die Tektonik des Belgisch-Niederländisch-Westfälischen Kohlengebietes von van Waterschoot van der Gracht faßt die Ergebnisse deutscher, holländischer und belgischer Forschungen zu einem großzügigen, übersichtlichen Bild zusammen. Die für diesen Teil in Betracht kommenden grossen Linien der Entwicklung entnehme ich besonders den genannten Arbeiten. Für Einzelheiten kommen noch die im Literaturverzeichnis angeführten hinzu.

Paläozoicum. — Das kambrische Massiv des Hohen Venns bildet nach Fourmarier (12) den nordöstlichsten Teil der Ardennen. Es stellt im großen und ganzen einen Sattel dar, dessen Bau im einzelnen ziemlich verwickelt

zu sein scheint. Die Schichten fallen durchweg nach Süden ein. Die erste Faltung fand statt im Silur, also zur Zeit der kaledonischen Gebirgsbildung und zwar mit nordöstlicher Streichrichtung. Vor dem Vordringen des Devonmeers war der Sattel landfest. Bei der jungkarbonischen Faltung des Variskischen Gebirges, die im gleichen Sinne erfolgte wie die kaledonische, bildete er eine starre Masse. Zwar wurden die Sättel und Mulden noch etwas zusammengepreßt, doch zwischen ihm und dem nordwestlich, jetzt unter der Oberfläche verborgen gelegenen großen Massiv von Brabant wurden die devonischen und karbonischen Sedimente zu einem komplizierten System von Falten und Überschiebungsblättern zusammengestaucht. Auch der kambrische Sattel selbst wurde nach Norden geschoben, so daß die heutige Grenze zwischen Kambrium und Unterdevon eine Überschiebungslinie ist. Der Einfluß des Massivs von Brabant, — das gewissermaßen als Widerlager bei der Faltung diente, — auf die Streichrichtung ist unverkennbar. Diese ist in Belgien fast rein westöstlich, biegt aber rechts der Maas, östlich der Strecke Dinant-Namur, nach Nordost um und behält auch späterhin diese Richtung bei. Östlich des Massivs von Brabant, das bis an die Maas bei Maastricht reicht, klingt sie allmählich nach Norden aus. — Schon vom mittleren Paläozoicum an kann man ein höheres Land im Süden und ein tieferes im Norden erkennen. Zwar wurde das Gebirge schon im Perm abgetragen, doch sind vermutlich weder Eifel noch Venn seit dem Paläozoicum jemals wieder völlig vom Meer bedeckt gewesen. Eine Schwelle zumindest war immer erkennbar.

Mesozoicum. — Was die Trias anbetrifft, so ist Fliegel (8) der Ansicht, daß sie nicht, wie man früher allgemein annahm, dereinst die ganze Eifel bedeckte, sondern daß nur in einem nordsüdlich gerichteten Graben, in dem heute noch Reste erhalten sind, eine Verbindung zwischen dem niederrheinischen Buntsandstein und dem der Trierer Bucht bestand. Das Konglomerat von Mal-

medy wird vielfach als Rotliegendes aufgefaßt. Auch im Lias wird, nach Holzapfel (17), wenigstens ein Teil der Eifel Land gewesen sein. Ein kleiner, an Verwerfungen eingesunkener Rest liasischer Gesteine bei Drove südlich Düren deutet auf einen Zusammenhang mit dem Lias des Niederrheins, jedoch nicht unbedingt auf einen solchen mit dem der Trierer Bucht. Immerhin kann eine seichte Überflutung von Teilen der Eifel angenommen werden. Sicher waren seit dem mittleren Jura die Eifel, das Hohe Venn und auch noch das nördliche Gebiet Festland mit nur gelegentlichen Transgressionen, die aber nie weiter nach Süden reichten, als bis zum heutigen Rücken des Hohen Venns.

Van Waterschoot van der Gracht (45) hat versucht, den „Niedersächsischen Uferrand“ Stilles weiter nach Westen fortzusetzen und gelangt zu einer wegen ungenügender Bohrungen allerdings noch sehr hypothetischen Linie, die nördlich der Maas bei Maaseyck nach Nordwesten bis etwas südwestlich Hoek van Holland verläuft. Südlich dieses Uferrandes besteht also vom Mesozoicum an eine Schwelle, während man nördlich eine Geosynklinale annimmt, und zwischen den Meeren nördlich und südlich dieser Schwelle bestand in unserem Gebiet mindestens seit dem Lias keine Verbindung mehr. Schon zu jener Zeit setzten die gebirgsbildenden Vorgänge ein, die zur heutigen Verteilung von Hoch und Tief führen. Es fanden südlich des Uferrandes noch häufige, wenn auch schwache Transgressionen statt, von denen aber nur die senone und die oligozäne weit genug nach Süden drangen, um unser Gebiet zu erreichen.

Die subaërische Abtragung vor dem Untersenon hatte etwa noch vorhandene mesozoische Ablagerungen völlig entfernt, so daß die Ablagerungen der Kreide hier unmittelbar auf dem Paläozoicum liegen. Die heutige Verbreitung des Untersenons, besonders der Aachener Sande, entspricht noch fast der ursprünglichen. Es sind Strandbildungen, häufig mit Kreuzschichtung, bisweilen sind es

echte Dünensande (Holzapfel, 17, S. 114). Die Grenze ist nur wenig nach Norden verschoben. Bedeutender ist die Abtragung der oberen Abteilung des Untersenons, der schon rein marinen Vaalser Grünsande, die früher über die Aachener Sande nach Süden transgredierten. Sie liegen diskordant auf dem Aachener Sand und beginnen mit einer Geröllage. Von den obersenonen Kalken und Mergeln, die ihrerseits wieder über die Vaalser Sande hinweg transgredierten und deren obere Teile wiederum Geröllschichten enthalten, sind nur im Norden unseres Gebietes noch bedeutendere Reste erhalten, doch bezeugen große Anhäufungen von grauen, den Maastrichter Schichten entstammenden Feuersteinen, die keinesfalls weit transportiert sein können, daß sie einst da waren, und daß die obersenone Meeresbedeckung möglicherweise bis etwa Baraque St. Michel auf dem Hohen Venn reichte.

Die Ostküste des Senonmeers befand sich ungefähr an der heutigen Ostgrenze der Kreideablagerungen, während östlich davon sich eine schmale Halbinsel nach Nordwesten erstreckte, die, von Verwerfungen begrenzt, im Senon einen Horst bildete. Diese nach Nordwesten gerichteten Verwerfungen sind alte Linien, die schon im Paläozoicum eine Rolle spielten. Auch während der Ablagerung des Senons fanden Bewegungen statt, und man kann aus der Art dieser Ablagerungen erkennen, daß das Ostufer des Limburgischen Kreidemeeres durch diese Verwerfungen bestimmt wurde. Heute liegt umgekehrt das Kreidegebiet höher als die ehemalige, sich ins Senonmeer vorstreckende Halbinsel.

Känozoicum. — Nachdem das Kreidemeer sich wieder zurückgezogen hatte, erfolgte eine, unser Gebiet erreichende Transgression erst wieder im Oligozän. Doch sind Reste eines möglicherweise eozänen Konglomerats bei Aachen gefunden worden. Am weitesten nach Süden drang das Oberoligozänmeer, dessen Ablagerungen östlich des Senons unmittelbar auf Paläozoicum

liegen. Kurtz (27) hat ein nach seiner Ansicht oberoligozänes Strandgeröll von Langerwehe über Stolberg, Röhe und südlich bis Büsbach verfolgt. Auch im Aachener Wald und im Aachener Kessel soll es vorhanden sein. Durch Bohrungen sind die Ablagerungen des Oligozäns bis in den Hastenrather Graben bekannt geworden. Für die Oberflächengestaltung spielen sie, da sie von jüngerem Tertiär und Diluvium bedeckt sind, keine Rolle. Marines Oberoligozän bedeckt sowohl präoligozäne Horste als auch Senken. Es muss früher eine zusammenhängende Decke bis mindestens zu der von Kurtz festgestellten Südgrenze gebildet haben. Die Unterlage war wahrscheinlich eine zwischen Senon und Oligozän entstandene Abtragungsfläche, die über Kreide und Paläozoicum hinwegging. Wie weit eine präoligozäne Verebnungsfläche noch nach Süden reichte, ist noch nicht bekannt. Heute ist sie jedenfalls — wenigstens in dem betrachteten Gebiet — völlig zerstört, wie die verschiedene Höhenlage des Oligozäns zeigt. Ein Rest ist vielleicht die Fastebene des Hohen Venns, die aber wahrscheinlich jünger ist.

Die heutigen Verhältnisse entwickelten sich im jüngeren Tertiär und im Quartär. Schon im älteren Oligozän machen sich, wenn auch schwache Bewegungen bemerkbar, und in den tieferen Ablagerungen ist in holländisch Limburg eine Abhängigkeit von den Verwerfungslinien, die schon die Ufer des Kreidemeeres bestimmten, deutlich erkennbar. Nur erfolgten hier die tertiären Bewegungen im umgekehrten Sinne als im Mesozoicum.

Die starken orogenetischen Schollenbewegungen jedoch, die dazu führten, daß die ehemalige Halbinsel des Senonmeers in den zentralholländischen Graben und seine südliche Verlängerung, den Rurtalgraben, umgewandelt wurde, setzten erst im Oberoligozän ein. Diese Schollenverschiebungen bringen für unser Gebiet besonders im Untermiozän bzw. Mittelmiozän (9) ein staffelförmiges Absinken nach Nordosten zu dem sich in dieser Zeit immer mehr vertiefenden Rurtalgraben hin. Daneben bilden sich

zwischen Aachen und Düren eine Reihe sekundärer Horste und Gräben aus.

Diesen starken Bewegungen, die aber an der Oberfläche nicht immer sichtbar wurden, weil vielfach eine starke Aufschüttung, besonders im Rurtalgraben selbst, dem Absinken Schritt hielt, folgt im mittleren Pliozän und dann wieder im Altdiluvium eine Periode der Ruhe, die nach, im Osten vielleicht schon während der Ablagerung der Hauptterrasse wieder unterbrochen wird durch Bewegungen, die im gleichen Sinne erfolgen wie die tertiären.

Rein marine Bildungen treten seit dem Oligozän nicht mehr auf. Das Miozän besteht aus Quarzsanden mit Kreuzschichtung und Geröllagen von Feuerstein, dazu einigen nicht sehr bedeutenden Braunkohlenflözen. Im Pliozän des Vorlandes haben wir es mit Quarzsanden, Tonen und Braunkohlen zu tun und im Diluvium mit Schottern und Löß.

Für den nördlichsten Teil des Gebiets, an der Grenze zum Vorland, ist also die geologische Entwicklung ziemlich genau bekannt, da hier jüngere Ablagerungen vorhanden sind, die z. T. in den Gräben noch ins Gebirge hinein reichen. Es läßt sich aber hiernach nicht mit Sicherheit sagen, wann und wie die heute mehrere hundert Meter betragenden Höhenunterschiede zwischen dem Hohen Venn und seinem nordwestlichen Vorlande entstanden, wenn es auch wahrscheinlich ist, daß eine Hauptbewegung in diesem Sinne ins Mittelmiozän fällt.

In der heutigen Oberflächengestalt des nordwestlichen Abfalls des Rheinischen Schiefergebirges zeigt sich sowohl der Einfluss der variskischen Faltung, als auch der der jüngeren, senkrecht zur Faltung gerichteten vertikalen Bodenbewegungen. Der kambrische Rücken des Hohen Venns selbst, das sich bis fast 700 m über dem Meer und etwa 350—400 m über seiner unmittelbaren Umgebung erhebt und im großen einem Sattel entspricht, verläuft etwa in der Streichrichtung.

In einer rund 220—300 m hoch liegenden und — abgesehen von den Taleinschnitten — ziemlich ebenen Fläche an seinem Fuß, die man deshalb wohl als Fußfläche bezeichnen kann, streichen die petrographisch sehr mannigfaltigen Schichten des Devons und des Karbons, — Sandsteine, Konglomerate, Kalke, Schiefer, — in langgestreckten schmalen Zonen aus und erscheinen infolge ihrer verschiedenen Widerstandsfähigkeit als in der Streichrichtung, also von Südwest nach Nordost verlaufende schmale Schwellen und Senken mit sehr geringen Höhenunterschieden. Diese Fußfläche ist im Osten nach dem Vorland hin offen, im Westen erscheint sie eingeschachtelt zwischen das Gebirge und die Senonhöhen des Aachener Waldes. Entwicklungsgeschichtlich enthält sie, wie wir noch sehen werden, recht verschiedene Elemente. Aber sie muß als morphologische Einheit aufgefaßt werden infolge ihrer Lage, ihrer geologischen Zusammensetzung und besonders auch wegen der geringen Höhenunterschiede, die ihre einzelnen Teile untereinander aufweisen, wodurch sie den Charakter einer ziemlich ebenen Fläche erhält.

In dieser Fußfläche, nicht mehr im höheren Gebirge, zeigt sich an der Grenze nach dem Tiefland hin, das im Westen noch fast 200 m Höhe erreicht, der bedeutende Einfluß der vertikalen Bodenbewegungen auf die Formen, so daß man schon rein morphologisch aufs deutlichste die Auflösung dieser Fläche in einzelne Horste erkennt, zwischen denen bis 100 m tiefere Gräben liegen. Die Horste sinken im Norden mit leichtem Knick unter die lockeren Aufschüttungen des Vorlands (Taf. II, Prof. 9). Längs dieser schwachen, doch deutlichen Knicke ziehe ich die Grenze des Gebirgsabfalls, wenn auch die Horste sich, dem Auge unsichtbar, unter der Sand- und Schotterdecke noch fortsetzen.

Ein eigenes Formelement bilden die ungefalteten, fast horizontal liegenden Ablagerungen der Kreide, die jetzt mit Höhen bis fast 360 m hoch über ihre Umgebung emporragen und ein Tafelland bilden.

Morphologisch läßt sich also das ganze Gebiet des Gebirgsabfalls ungezwungen in folgende Teile gliedern:

1. Das Hohe Venn und seine nordöstliche Fortsetzung.
2. Der eigentliche Gebirgsabfall.
3. Die Fußfläche.
4. Die randlichen Einbrüche in derselben.
5. Das Kreidegebiet.
6. Das Vorland.

Bei der eingehenderen Behandlung muß ich mich in der Darstellung des Hohen Venns mit wenigen Hinweisen begnügen, da für eine genauere Betrachtung desselben ein Eingehen auf die belgische Fortsetzung des Venns und auch auf die südlich angrenzenden Gebiete der Eifel unerläßlich wäre. Das Vorland, als nicht zum Gebirgsabfall gehörend, streife ich nur kurz.

I. Das Hohe Venn und seine nordöstliche Fortsetzung.

Das Hohe Venn erscheint vom nördlichen Vorlande aus als eine sanfte Aufwölbung, betragen doch die Höhenunterschiede bei einer Horizontalentfernung von etwa 15 km zwischen der Fußfläche bei belgisch Limburg und dem höchsten Teil des Gebirges bei Botrange nur 400 m, und weiter im Nordosten kommen 280 m Höhenunterschied auf 7 km.

In der Gegend der Reichsgrenze bei Botrange (698 m) und Baraque Michel (673 m) erreicht das Venn seine größte Breite und Höhe. Von der Amblève in Belgien bis zum Pannensterz-Kopf erstreckt es sich, zuerst als schmaler Rücken, dann als breite Fläche etwa in ost-nord-östlicher Richtung. Der Übergang von dem schmalen Rücken zu der breiteren und höher gelegenen Fläche scheint plötzlich zu erfolgen. Am Pannensterz-Kopf biegt das Venn in stumpfem Winkel in reine Nordost-Richtung um, verschmälert sich rasch und endigt mit dem noch 585 m Höhe erreichenden Langschoß. Der in seiner Richtung weiter

ziehende kurze Rücken mit den Dörfern Hürtgen, Großhau, Kleinhau liegt etwa 180 m tiefer. Zwischen diesem und dem Langschoß vermittelt ein sich von 500—400 m abdachender 4—5 km langer Rücken.

Der geologischen Zusammensetzung nach besteht das Hohe Venn ausschließlich aus kambrischen, resp. kambrischen und silurischen Gesteinen, deren petrographischer Beschaffenheit es großenteils seine Eigenart dankt. Doch greift die Verbreitung dieser Gesteine über das eigentliche Venn hinaus, wir finden sie besonders südlich Wenau in tieferen Lagen. Es sind Quarzite und Phyllite der Vennstufe und der Salmstufe; die Devillestufe kommt für unser Gebiet nicht in Betracht. Die Salmstufe wird jetzt meist als Basis des Silurs betrachtet, die Vennstufe entsprechend als Oberkambrium. Nach oben gehen diese Quarzite und Phyllite in grau weiße bis hellgelbe undurchlässige Verwitterungstone über, die die Unterlage der Moore bilden, die weithin die fast ebene Oberfläche des Venns bedecken.

Diese düsteren Moore sind es, die mit die Eigenart der Vennlandschaft bedingen. Sie verleihen ihr einen einförmigen, düsteren, — ja, bei trübem Wetter, wie es hier so oft herrscht, — melancholischen Charakter. Häufig liegen gebleichte Quarzitblöcke, die sich durch ihre helle Farbe scharf abheben, auf dem dunklen Moor. Der Moorboden soll bisweilen eine Mächtigkeit von 8 m erreichen. Leider ist diesseits der Grenze nur noch wenig von dieser eigenartigen Moorlandschaft zu sehen, unberührtes, noch nicht abgestochenes Hochmoor dürfte in größerer Ausdehnung nur noch auf der belgischen Seite vorhanden sein. Bei uns ist ein Netzwerk von Abflußgräben angelegt, Fichtenwald dringt von den Tälern aus mehr und mehr vor, und wo er noch nicht hingelangt ist, ist doch schon großenteils Heide, die zur Blütezeit allerdings zum Reiz der Landschaft beiträgt.

Die Moore verhindern die Besiedelung, so daß wir das Venndorf, — eigentlich eine Häufung von Einzel-

siedelungen mit hohen Schneehecken an der Wetterecke jedes Hauses, — nur an den Hängen, besonders am Südhang, und nicht auf der Hochfläche selbst finden. Jetzt hat man in der Nähe von Lammersdorf am Langschoß einige Kolonisten an früher bewaldeten, frisch gerodeten Stellen angesiedelt. Hier im Nordosten, wo der Abfluß durch die Schmalheit erleichtert ist, und auch in den tieferen, stärker zertalten Lagen fehlen die Moore naturgemäß, und an ihre Stelle tritt Wald, jetzt vielfach, — so am Langschoß, auf dem Struffelt und anderwärts, — von Rodungen unterbrochen. Im ganzen ist der Wald auf diesem schlechten Boden, bei der immerhin beträchtlichen und stark exponierten Höhenlage und dem kühlen, feuchten Klima ziemlich kümmerlich. Doch an den Hängen findet man häufig prachtvolle hohe Fichten, die beiderseits in dichten, jeden Ausblick wehrenden Beständen die breiten Schneisen einfassen.

Das Hohe Venn ist eine fast ebene Rumpffläche, die sich von einer an der belgischen Grenze über 600 m betragenden Höhe sanft nach Nordosten auf etwa 500 m hinabsenkt. Breite, sanft gerundete Höhenrücken, geknüpft an mächtige Quarzitzonen (Holzapfel, 17) überragen sie um 60—80 m. Sie sind als Härtlinge zu betrachten, denn im Gegensatz zu den sehr weichen, leicht in kleine Schülferchen zerfallenden Phylliten sind die Quarzite ungemein widerstandsfähig. Ihre Härte verdanken sie wohl besonders zahllosen, sie durchschwirrenden Quarzgängen. Diese Höhenrücken, wie Botrange (692 m), Pannensterz-Kopf (659 m), Stelingberg (658 m) und andere bilden eine weitere Eigentümlichkeit des Venns. Auch sie sind, wie die Moore, auf die petrographische Beschaffenheit zurückzuführen. Sie verursachen die wellenförmig verlaufende Silhouette des Höhenzugs (Taf. I, Prof. 1). Während sie im deutsch-belgischen Grenzgebiet, wo die Hochfläche breit ist, zahlreich nebeneinander stehen, folgt vom Pannensterz-Kopf an in der Längsrichtung immer nur einer dem andern, die Rumpffläche wird immer schmäler, am Langschoß hört

sie fast ganz auf, und der Härtling allein bildet das nordöstliche Ende des Hohen Venns.

Die absolute Höhe dieser Rücken nimmt, der allgemeinen Abdachung gemäß, nach Nordosten ab, jedoch nicht kontinuierlich. Pannensterz-Kopf (659 m) und Stelingberg (658 m) sind gleich hoch und 30 m niedriger als Botrange. Ebenso zeigen Hoscheit (599 m) und Langschoß (585 m) untereinander nur geringe Höhenunterschiede, während sie von Pannensterz-Kopf und Stelingberg um etwa 60 m überragt werden. Die relative Höhe über der Rumpffläche ist am größten beim Stelingberg, wo sie fast 90 m beträgt.

Da sich auf der Rumpffläche tertiäre Sande mit gut gerollten, meist etwa bohnengroßen Quarzen in ziemlicher Verbreitung, z. B. nördlich des Stelingberges in der Nähe der Straße vom Bahnhof Konzen nach der Chaussee Eupen—Montjoie (Stamm, 44) finden, dürfte sie tertiären Alters sein, wobei sich allerdings eine genauere Altersbestimmung bei den Kiesen und folglich auch bei der Fastebene nicht machen läßt. Möglich wäre es, daß wir hier einen Teil der präoligozänen oder einer jüngeren, altmiozänen Landoberfläche vor uns hätten. Auch die Tone werden ihrer Entstehung nach ins Tertiär gehören, als das wärmere Klima einer chemischen Verwitterung noch günstiger war. Sie sind wohl auch in tieferer als ihrer heutigen Lage entstanden und müssen, wenn erst die Täler weiter ins Gebirge eingreifen, entfernt werden.

Auf dem Tertiär liegt häufig noch Verwitterungsschutt des Kambriums mit großen Quarzitblöcken, was Stamm (44) durch eine diluviale Vereisung des Venns erklärt. In den Kiesen nördlich des Stelingbergs finden sich Stauchungen; diese wurden beobachtet auf einer geographischen Exkursion unter Leitung von Herrn Geheimrat Philippson im Sommer 1913 und sind sicher auf Eiswirkung zurückzuführen[1]. Es kann sich aber um

---

1) Sie werden weder von Stamm noch von Quaas (34)

einen kleinen Lokalgletscher am Nordhang des Stelingberges handeln, irgend eine Wirkung auf die Oberflächenformen ist nicht zu erkennen. Die runden Formen allein, die Stamm heranzieht, dürften nicht beweisend sein für eine Eiskappe. Auch Quaas weist eine Vergletscherung des Venns zurück (35).

Interessant sind die von Stamm (44) beschriebenen Steinströme des Südabhangs. Am Nordabhang hat Holzapfel (19) in der Nähe von Eupen im Tal des Clousebaches einen ähnlichen entdeckt. Es sind Erscheinungen, wie sie im heutigen Klima wohl nicht mehr entstehen. Sie gehören jedenfalls der Eiszeit an, wo ein noch feuchteres und kühleres Klima als das heutige recht regenreiche ein besonders starkes Kriechen — vielleicht mit Hilfe häufigeren Frierens und Wiederauftauens — verursacht haben dürfte. Da diese Steinströme bis zur Sohle der heutigen Täler reichen, gehören sie wohl der jüngsten Eiszeit an. — Auf die Feuersteinablagerungen des Hohen Venns komme ich in anderem Zusammenhang zu sprechen.

Die Hochfläche des Venns endigt, wie schon bemerkt, mit dem Langschoß. Der kambrische Zug setzt sich von da, auch morphologisch an seinen rundlichen Formen kenntlich, noch in fast nördlicher Richtung fort, trägt bald jedoch nicht mehr die größte Höhe, sondern dacht sich beiderseits der in eine sekundäre tektonische Mulde eingeschnittenen Roten Wehe sanft und ziemlich kontinuierlich ab, — mit einem Knick bei 400 m, — bis 320 m Höhe. Diese beiden an Sättel geknüpften Rücken rechts und links der Roten Wehe haben mit ihren runden Formen, ihrem tonigen Verwitterungsboden, ihren düsteren, struppigen Wäldern — meist Fichten — noch Venncharakter. Der zwischen beiden Wehen gelegene Rücken ist der bedeutendere und bildet die eigentliche Fortsetzung des Venns.

---

erwähnt, waren also wohl zur Zeit von deren Begehungen nicht aufgeschlossen.

Dem rechts der Weißen Wehe in tieferen Lagen als 320 m noch weit verbreiteten kambrisch-silurischen Gebiete fehlt der Venncharakter, da wir es hier vorwiegend mit Salmschichten zu tun haben, die sich petrographisch dem Unterdevon nähern und mehr sandig sind.

Das tief eingeschnittene, breite Tal der Weißen Wehe bis Schevenhütte bildet eine gute Ost- und Nordostgrenze des Venns. Nach Formen und Höhenlage ließe sich eine genauere Grenze, (auf der schematischen Übersichtskarte der Stufen des Gebirgsabfalls, Tafel II, habe ich sie mit einer Linie angedeutet), die aber praktisch weniger brauchbar ist, weil sie die tiefen und breiten Täler beider Wehen quert, folgendermaßen angeben: Weiße Wehe bis P. 259 (Blatt Lendersdorf), von da in nördlicher Richtung zur 315 m-Isohypse an der Steinbahn im Forst Wenau, Tal des Omerbaches zwischen P. 274, 1 und Buschhausen (Blatt Stolberg). Alles westlich dieser Linie würde zum Hohen Venn und dessen Abdachung, das östlich gelegene zur Eifel gehören.

Begeben wir uns wieder an das Nordostende des Langschoß, an die Straßenbiegung bei 530 m Höhe. Hier genießen wir einen prachtvollen Überblick über das Land zwischen Wehe und Rur und weiter hinaus. Hinter uns liegt das Venn, das im Langschoß noch fast 600 m erreicht. Links öffnet sich breit und tief das Wehetal, und wir sehen deutlich, wie rechts dieses Tales das Gebiet im ganzen tiefer liegt als links. Dies ist sowohl der Fall bei den Stufen des nordwestlichen Gebirgsabfalls, die wir noch genau kennen lernen werden, als auch besonders auffallend bei dem schon erwähnten Unterdevonzug, der in der Fortsetzung der Längsrichtung des Hohen Venns gelegen, jetzt die höchste Erhebung dieses nordwestlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges darstellt. Erreicht dieser Zug doch nur eine Höhe von 400 m, die er von Vossenack und Hürtgen bis Großhau beibehält. Er liegt also 180 m tiefer als der Rücken des Langschoß. Im Gegensatz zum Hohen Venn ist er völlig eben, kein Härt-

ling überragt ihn. Von Norden her reichen die Täler der Wehezuflüsse an ihn heran in tief eingeschnittenen, bewaldeten Tälern. Auch die diese Täler trennenden Rücken tragen Wald. Meist enden diese Täler mit ziemlich steilem Talschluß. Ausgeprägter ist dieser steile Talschluß bei den noch tiefer eingeschnittenen Kall- und Rurzuflüssen der Südseite, so bei dem Steinbach, der mit seinen Quellästen wohl tief in die Fläche eingreift, sie aber nur in unmittelbarster Umgebung der steilen Talhänge um ein weniges erniedrigt. Auch die Erniedrigung der schmalen Wasserscheide zwischen Steinbach und Hürtgenbach, auf der das stattliche, langgestreckte Dorf Hürtgen sich hinzieht, ist nur gering. Beträgt die Höhe an der niedrigsten Stelle am Westende des Dorfes doch noch fast 385 m. Der Verwitterungsboden des Unterdevons ist im Gegensatz zu dem des Kambriums gut anbaufähig. Dazu kommt die beträchtlich tiefere, weniger exponierte Lage, die hierbei wohl noch wesentlicher ist. So finden wir denn auf dieser ebenen Fläche, umgeben von Wald, eine dichtbesiedelte Ackerbaugegend mit großen Dörfern.

Einen Übergang zwischen dieser 400 m-Fläche und dem menschenleeren Venn bildet der Rücken von Germeter bis zum Peterberg, der die Fläche um 80 m überragt, aber 100 m hinter dem Langschoß zurückbleibt. Auch das Dorf Germeter nimmt eine vermittelnde Stellung ein. Es hat noch einige Häuser mit Schneehecken, auch herrschen die Äcker den Weiden gegenüber noch nicht so vor wie schon in Hürtgen.

Die 400 m-Fläche setzt sich jenseits der Rur in wenig tieferer Lage über Buntsandstein und auch rechts der Kall in der Gegend südwestlich von Schmidt fort. Bei diesem Dorf aber biegt sie allmählich hinauf zu einer 525 m hoch liegenden Fläche, die sich nicht nur ziemlich weit nach Nordwesten erstreckt, sondern sich auch im Kermeter wiederfindet. Sie dürfte wohl einer Rumpfmulde der Eifel zwischen dem Hohen Venn und den Höhen zwischen Rur und Olef entsprechen. Die 400 m-Fläche

mag eine Abbiegung dieser über 100 m höheren darstellen, die zum nordwestlichen Gebirgsabfall und nach der Kölner Bucht hinüber leitet.

II. Der Gebirgsabfall.

Der Nordwestabfall des Hohen Venns, der dem Schichtstreichen parallel verläuft, entspricht im Ganzen genommen einer sehr sanften, der Hauptsache nach wohl im Jungtertiär erfolgten, mit Brüchen verbundenen posthumen Aufwölbung, die sich wahrscheinlich noch ins Quartär fortsetzte. Ob auch den südlich gelegenen Teilen der Eifel gegenüber eine Aufwölbung erfolgte, kann hier nicht erörtert werden. Eine genauere Zeitbestimmung der Hebung gestatten die Ablagerungen im Gebirge selbst nicht. Die Verhältnisse des nördlichen Vorlandes lassen, wie bereits erwähnt, eine Hauptbewegung im Mittelmiozän als wahrscheinlich annehmen. Einen guten Überblick über den Gebirgsabfall gewähren außer einigen Stellen im Aachener Wald besonders P. 309, 8 etwa 2 km nordwestlich Kettenis (Blatt Eupen) und die von Mausbach nach Diepenlinchen führende Straße (Blatt Stolberg).

Er bildet mit seinen zusammenhängenden, nur von einigen größeren Rodungen und feuchten Wiesen unterbrochenen Waldungen einen Gegensatz zu den weiten, öden Hochflächen, auf denen der Wald doch noch keine herrschende Stellung einnimmt. Auch der Abfall ist kaum besiedelt, wenn wir absehen von dem großen Venndorf Rötgen und dem tiefer gelegenen Rott, deren Name schon anzeigt, daß auch hier früher Wald stand. Durch diese Bewaldung des Abfalls wird im Osten, wo sie bis unten reicht, die Grenze zwischen Gebirge und Fußfläche noch unterstrichen, die aber auch durch einen Knick im Gefälle ohne das deutlich ist. Sie fällt ungefähr mit der Grenze zwischen dem mehr sandigen Unter- und dem mehr kalkigen Mitteldevon zusammen.

Der Abfall wird durch oft tiefe, steilwandige Täler, wie die der Vicht, der Weser und deren Zuflüssen zerschnitten. Jedoch im Vergleich zum Nordostabfall der Eifel ist die Zertalung hier außerordentlich gering und im ganzen auch wenig tief, was beim ersten Blick auf die Übersichtskarte (Tafel IV) sofort in die Augen springt. Auch verlaufen hier im Gegensatz zum Eifelabfall, der die Schichten quer abschneidet, größere, dem Streichen folgende Talstücke dem Gebirgsabfall parallel. Nur an zwei Stellen, bei Eupen und bei Zweifall, treten größere Täler vom Gebirge in die Fußfläche. Nach diesen beiden Punkten konvergieren mehrere Bäche. Besonders auffallend ist dies bei Eupen, wo zwei bedeutende Quertäler, — Weser-Getzbach und Hill mit großen Zuflüssen, — zusammenkommen. Sie folgen weiter abwärts als Weser (Vesdre) dem Gebirgsfuß.

Diese Täler greifen noch nicht tief ein ins Gebirge, ihre Sohlen sind im Kambrium bewaldet und teilweise sumpfig, und so ist das Hohe Venn von seinem Vorland her weniger zugänglich als die Eifel. Jetzt führen allerdings mehrere Kunststraßen, denen der sanfte Anstieg keinerlei Schwierigkeiten bereitet, fast gradlinig hinauf und hinüber, so von Eupen nach Montjoie, von Raeren nach Rötgen und von da nach Konzen und Lammersdorf, von Mulartshütte nach Lammersdorf usw. Auch die Eisenbahn führt in großem Bogen über Raeren, Rötgen, Lammersdorf nach Montjoie, vermeidet aber die unbesiedelten westlichen Hochflächen. Sie geht zwischen dem Hoscheit und dem Langschoß hindurch und erreicht nur eine Höhe von 550 m kurz vor Lammersdorf.

Deutlich gewahrt man von den angegebenen Punkten, daß der Abfall durch mehrere Stufen (Tafel I, II, IV) unterbrochen wird. Auch in Belgien ist der Charakter des Abfalls ein ähnlicher. Genauer feststellen konnte ich die Stufen des Krieges wegen nur diesseits der Grenze. Sie unterbrechen den Abfall, der von 600 m Höhe hinunterleitet bis etwa 300 m, und sind im allgemeinen schmal, doch sehr deutlich

ausgeprägt. Wir wollen zuerst die Stufen zwischen Eupen und Zweifall betrachten, die dem Abfall des eigentlichen Venns angehören. Man kann deren im Westen besonders drei in Höhen von rund 500, 450 und 360 m unterscheiden, die beiden oberen liegen im Kambrium.

Die 500 m-Stufe läßt sich auf der Straße vom Vennkreuz nach P. 452,1 nordwestlich Petergensfeld (Blätter Eupen und Rötgen) gut überblicken. Sie scheint auch in den belgischen Grenzgebieten vorhanden zu sein in 505—515 m Höhe zwischen Soor und Hill. Bei Ternell ist sie nur ganz schwach angedeutet, besonders scharf ist sie jedoch rechts des Getzbaches auf der einen trigonometrischen Turm tragenden 511 m-Höhe (Prof. 2). Ebenso deutlich ist eine Stufe südsüdwestlich Rötgen, — Schwerzfeld, — in 490 m Höhe, die trotz der immerhin beträchtlich tieferen Lage wohl hierher gehört. Ob diese geringere Höhe aus der Lage zwischen Steinbach und Weser oder petrographischen Unterschieden entspringt, oder ob schon die ursprüngliche Oberfläche wellig war, bleibe dahin gestellt. Bei Birkhahns-Kopf östlich Rötgen finden wir sie in zwei Absätzen in 505 und 520 m Höhe wieder (Prof. 3), von denen der obere möglicherweise der Vennrumpffläche, über der sich der Hoscheit erhebt, zuzurechnen ist. Es läßt sich auch bei Finkenbur (505 m), bei der 499 m-Stufe nordwestlich und dem Peterberg westlich des Langschoß wegen des infolge Bewaldung schlechten Überblicks nicht leicht sagen, ob wir es hier mit der 500 m-Stufe des Abfalls oder Resten der eigentlichen Vennhochfläche zu tun haben. Möglicherweise könnte man dieser Frage von Süden her näher treten, wo sich beiderseits der Kall bis in die Gegend von Lammersdorf terrassenartige Reste in entsprechenden Höhen finden.

Von allen Stufen des Abfalls ist vom Vorland her die 450 m-Stufe (Blatt Eupen und Rötgen) am auffallendsten, wenigstens auf deutscher Seite. Ob und wie sie sich nach Belgien fortsetzt, ist ungewiß. Der Überblick ist durch die Bewaldung erschwert. Die belgischen

Meßtischblätter 1:20000 sind doch wohl nicht unbedingt zuverlässig. Ein nach diesen gezeichnetes Profil ergäbe für den Gebirgsabfall zwischen Gileppe und Soor zunächst eine relativ steile, ziemlich kontinuierliche Abdachung bis etwa 500 m. Hier ist ein deutlicher Knick, das Gefälle wird sehr sanft bis etwa 435 m, ist aber nicht mehr kontinuierlich, vielmehr scheinen bei 500, 450- und 438 m-Stufen vorhanden zu sein, dann wird der Abfall wieder deutlich steil, sogar steiler als zwischen 600 und 500 m. Besonders deutlich ausgeprägt sind die 450- und die 438 m-Stufen. Ein Profil rechts der Hill über Ternell und Meyers Kreuz zeigt, wie schon erwähnt, eine ganz schwache Andeutung einer Stufe bei 520 m, dagegen eine sehr deutliche bei Meyers Kreuz in 440 m Höhe. Ob diese nun der belgischen 438 m-Stufe entspricht oder sowohl dieser als auch der 450 m-Stufe und dann auch der in dieser Höhe weiter östlich deutlich ausgeprägten Stufe, vermag ich nicht zu sagen; zumal da hier in der Nähe der bedeutendsten Täler des Gebirgsabfalls, die eng gedrängt einander zum Teil parallel laufen, zum Teil konvergieren, die Verhältnisse komplizierter sind wie in den weniger zertalten Abschnitten. Da die Kompliziertheit sich in den tieferen Lagen zwischen 400 und 300 m noch bedeutend steigert, so kann man sie vielleicht der Tätigkeit der Flüsse mit zuschreiben, denn oberhalb 500 m, wo die Zertalung erst wenig vorgeschritten — und wo allerdings auch die petrographische Zusammensetzung einfacher ist, — herrschen überall einfache, übersichtliche Verhältnisse.

Wenden wir uns wieder der 450 m-Stufe zu. Sehen wir ab von Meyers Kreuz, so finden wir sie deutlich ausgeprägt direkt unter der 510 m-Stufe im Winkel zwischen Getzbach und Weser (Prof. 2) in einer Höhe von 457 m. Am meisten ins Auge springend jedoch ist sie nordwestlich Rötgen beiderseits der Vicht. Hier ist links des tief eingeschnittenen Baches ein langgestreckter Rücken mit feuchten Wiesen bedeckt (Prof. 3) und rechts die flache Kuppe des früher bewaldeten, jetzt oben kahlen und mit

trigonometrischem Turm versehenen Struffelt (Prof. 4). Beide sind gleich hoch, 452, resp. 455 m. Diese Stufe hebt sich hier so stark ab infolge der im Streichen verlaufenden Talstücke von Weser, Grotisbach und Dreilägerbach, die sie von dem 150—200 m höheren Rücken des Hohen Venns trennen. Bei Rötgen wird sie von dem über 100 m tief eingeschnittenen Vichttal gequert. Bei Petergensfeld ist in 415 m Höhe die flache Wasserscheide zwischen dem Grotisbach, einem Zufluß der Vicht, und der Weser, die hier nur bis 400 m eingeschnitten ist und keinen Zufluß erhält, so daß die Vicht im Kampf um die Wasserscheide begünstigt ist.

Diese Stufe ist bei Rötgen an einen Sattel von Quarzit der Vennstufe geknüpft, den Sattel von Münsterbildchen, der sich über Forsthaus Mospert zur Weser fortsetzt. Die Rötgener Mulde, auf deren Nordflügel das Basalkonglomerat des Devons erhalten ist (Holzapfel 17, S. 157) tritt auch morphologisch als Mulde auf, eine Folge der hier auftretenden Phyllite. Daß die Stufe ehemals über sie hinweg sich nach Süden fortsetzte und bei Rötgen eine Breite von 2—3 km erreichte, läßt ein noch erhaltener, geringer Rest südlich des Dorfes zwischen der Bahn und der Weser vermuten.

Eigentümlicherweise fehlt diese vom Vorland her so auffallende Stufe weiter im Osten völlig. Nur zeigen sich ganz schwache Andeutungen von Stufen in Höhen von 390—410 m, denen jedoch zwischen Struffelt und Weißer Wehe keine morphologische Bedeutung zukommt. Dagegen ist in ganz entsprechender Höhe, — 390-399 m, — eine Stufe in der Nähe der Weser (Blatt Eupen) recht auffallend, besonders zwischen diesem Bach und dem Vennkreuz (Prof. 2), doch scheint sie nördlich Meyers Kreuz auch auf die linke Seite des Wesertales hinüberzusetzen und in Belgien bei Herbiester und Jalhai südlich der Talsperre der Gileppe noch an Bedeutung zu gewinnen. Ob wir hier eine besondere 400 m-Stufe vor uns haben, oder ob es sich um eine Zweiteilung der 450 m-Stufe

handelt, läßt sich auf deutschem Gebiet leider nicht entscheiden. Es ist auch nicht ganz ausgeschlossen, daß die 400 m-Fläche von Hürtgen in diesem Komplex von Stufen zwischen 400 und 450 m ihre Fortsetzung findet, und daß hier deren Oberfläche infolge der verschiedenen petrographischen Zusammensetzung schon ursprünglich nicht eben sondern wellig und von Härtlingen überragt war.

Diese 400 m-Stufe bildet die südwestliche streichende Verlängerung der 450 m-Stufe bei Rötgen, die sich von P. 452, 1 nordwestlich Petergensfeld sanft zu ihr abdacht bis zum Vennkreuz. Hier folgt, nach scharfem Gefällsknick, ein fast horizontaler Rücken, der bis zum Weserquertal eine Höhe von 395—399 m innehält und der, wie vorher die 450 m-Stufe, an den Quarzitsattel von Münsterbildchen geknüpft ist (Holzapfel 17, S. 151).

Hier, in der Gegend von Vennkreuz und Forsthaus Mospert liegen auf der 400 m-Stufe in beträchtlicher Ausdehnung die eigentümlichen Mosperter Sande, die nur im Südwesten des Gebietes vorkommen. Holzapfel (17, S. 131) beschreibt sie folgendermaßen: Es sind „grobe Quarzsande und kleinstückige Gerölle von gelber Färbung, deren Elemente schwach oder kaum abgerollt sind und häufig, in manchen Partien fast ausschließlich, aus stengligen Quarzen bestehen. Nicht selten vorkommende größere, plattenförmige Stücke zeigen deutlich die Herkunft dieser stengligen Brocken und Bröckchen — von Geröllen kann man kaum reden — von faserigen oder stengligen Quarztrümern des Schiefergebirges. Manche Stücke sind wasserklar und haben noch deutliche Kristallflächen. Anderes Material als Quarz wurde nicht beobachtet. In den groben Lagen sind die Gerölle mit feinen und sehr feinen Sandkörnern in reichlicher Menge untermischt. Überhaupt sind diese Ablagerungen durch die große Ungleichheit ihrer Elemente charakterisiert. Bei Vennkreuz sind einzelne Lagen reichlich mit Eisenhydroxyd durchtränkt und dunkelbraun gefärbt.“ Ihr Alter ist unbestimmt. Jedenfalls gehören sie ins Tertiär. Von den tertiären Ablagerungen

auf dem Hohen Venn unterscheiden sie sich aufs deutlichste durch die mangelhafte Abrollung. Holzapfel (18. Erl. z. Bl. Aachen, S. 132) hält sie für jünger als untermiozän[1]). Man kann wohl annehmen, daß diese nicht weit transportierten Sande und Kiese einer Verwitterungsrinde entnommen sind, da sich kein anderes Material als Quarz darin zu finden scheint. Es dürfte sich um eine alttertiäre Verwitterungsrinde handeln, die teilweise im Rheinischen Schiefergebirge noch in großer Ausdehnung vorhanden (Ahlburg, 1, Fliegel, 10), hier allerdings noch nicht nachgewiesen ist.

Die nun folgende tiefere 360 m-Stufe (rund 360 bis 375 m) ist zwar von der Fußfläche aus ihrer geringen relativen Höhe wegen weit weniger in die Augen fallend als die 450 m-Stufe, doch je mehr man sich dem Gebirgsabfall nähert, um so deutlicher läßt sie sich unterscheiden. Beim Anstieg ist sie nicht zu übersehen und auch von oben sehr deutlich erkennbar. Sie läßt sich von östlich Eupen bis östlich Zweifall fast ununterbrochen verfolgen (Blätter Eupen, Rötgen, Stolberg). Zunächst ist sie nur schmal (Prof. 2, 3, 4), wird aber zwischen Rott und Zweifall rasch breit (Prof. 5). Einen guten Eindruck von ihrem Habitus in dem südwestlichen schmalen Teil gewinnt man von den Straßen Eupen—Vennkreuz, Raeren—Rott—Vennkreuz und Raeren—Rötgen. Ihre Höhe schwankt zwischen 362 m und 367 m. Ihre Breite beträgt nur etwa 1 km. Mit Ausnahme einiger Wiesen südlich Raeren trägt sie Wald. Südlich Schmidthof, zwischen Inde und Fobisbach erfährt sie eine plötzliche Erniedrigung um 30 m, steigt aber jenseits der Straße Schmidthof—Rötgen wieder ebenso unvermittelt auf etwa 360 m an. Von dem Dorfe Rott haben wir dann einen vorzüglichen Überblick über ihre nach Nordosten sich keilförmig verbreiternde Fortsetzung

1) Nach Fliegels (9) Datierung wären sie also jünger als mittelmiozän.

in Höhen zwischen 362 und 370 m, durchweg dicht bewaldet.

Diese Stufe liegt überall im Unterdevon, ja ihre Grenze fällt ziemlich genau mit der zwischen Unterdevon und Kambrium zusammen. Wohl finden wir auch auf ihr bisweilen die typischen kambrischen Verwitterungstone mit Quarzitbrocken, so nördlich Forsthaus Mospert. Doch handelt es sich hier um von oben herab gekommenes Gekriech, das die Gesteinsgrenze verhüllt.

Die noch wenig zertalten, breiten östlichen Teile machen einen vollkommen ebenen Eindruck. Infolge von Verwitterungslehm finden wir oft feuchte Stellen in den Wäldern; in den die Straße begleitenden Gräben wachsen Torfmoose. Auch hier sind die Wälder wenig üppig. Wir begegnen in weiter Verbreitung der Stechpalme (Ilex aquifolium), die als Unterholz auftritt und zwar sowohl in Nadel- als in Laubwald. Auf den höheren Stufen ist das noch nicht der Fall, wohl aber auf allen tieferen.

An der belgischen Grenze erfährt diese Stufe eine längere Unterbrechung. Dafür schiebt sich eine sonst nicht vorhandene Stufe in etwa 340 m Höhe ein, die sich schon rechts der Wesser auf deutschem Boden bemerkbar macht. Ob die 360 m-Stufe mit der großen Fläche nördlich Spaa in Zusammenhang gebracht werden kann, die eine entsprechende Höhe hat und, wie es scheint, außer einer Andeutung bei 400 m, die einzige dort vorhandene Stufe des Vennabfalls ist, kann nach der Karte leider nicht entschieden werden.

Von Schmidthof an nach Nordosten schiebt sich zwischen die 360 m-Stufe und die Fußfläche noch eine zuerst schmale, dann immer breiter werdende Stufe ein (Prof. 4, 5). Sie hält sich auf einer Höhe von etwa 320 bis 330 m und überragt die Fußfläche bei Vennwegen und Breinig um etwa 40 m, bei Krewinkel, wo diese höher liegt, nur um 20 m, hebt sich aber trotzdem hier noch besonders deutlich von derselben ab, da sich grade an ihrem Fuß eine 40 m tiefe, etwa 2 km breite, mulden-

förmige Vertiefung durch die Fußfläche zieht (Blätter Rötgen und Stolberg). Diese 320 m-Stufe folgt zunächst den Zweifaller Schichten auf der linken Seite der Vicht, geht bei Zweifall auf die rechte Seite des Baches über, wo sie sich mit zunehmender Breite bis zum Omerbach verfolgen läßt, ohne sich an ein bestimmtes Gestein zu halten, sondern sie geht über die verschiedenen Stufen des Unterdevons und auch über die petrographisch allerdings ähnlichen Salmschichten hinweg. In die Vennschichten greift sie nicht ein.

Am Fuße dieser Stufe läßt sich die Grenze zwischen Gebirgsabfall und Fußfläche sehr genau bestimmen. Sie liegt südlich Walheim bei 300 m; bei Vennwegen und Breinig bei 275 m, bei Krewinkel wieder bei 300 m Höhe. Sie fällt etwa mit der Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon zusammen und wird dadurch, daß auch die Grenze zwischen Wald- und Ackerland an diesen Wechsel zwischen mehr sandigen und mehr kalkigen Gesteinen geknüpft ist, noch hervorgehoben. — Nur bei Walheim ist die 320 m-Stufe nicht bewaldet. Ihre Verlängerung über Schmidthof hinaus nach Südwesten dürfte ein nur 310 m Höhe erreichender Rücken links der Inde sein, der grade vor der erniedrigten 360 m-Stufe liegt (Blatt Eupen). — Zwischen Schmidtheim und Raeren verläuft die Grenze des Gebirgsabfalls im Iterbachtal, wobei aber dahingestellt bleibe, ob der terrassenartige Zug rechts des breiten Tales, auf dem Honien, Platz und Botz liegen, noch dem Gebirgsabfall oder schon der Fußfläche angehört. Südwestlich Raeren liegt die Grenze zunächst in etwa 310 m Höhe schon im Oberdevon, dann folgt sie bis Eupen der Straße über Katharinenplei.

Der Gebirgsabfall nordöstlich des Omerbaches (Blatt Lendersdorf), der nicht mehr dem eigentlichen Venn angehört, gestaltet sich relativ einfach (Prof. 6). Auch hier haben wir einen Stufenabfall vor uns, nur hat jede Stufe eine geringere absolute Höhe, entsprechend dem staffelförmigen Absinken des Gebirges nach dem

Rurtalgraben hin. Dies staffelförmige Absinken, das sich ja schon, wenn auch schwach, auf der Hochfläche des Venns bemerkbar macht (Prof. 1), wird besonders auffallend nordöstlich des Langschoß, wo der Höhenunterschied zwischen Venn und dem Unterdevonzug von Hürtgen weit über 100 m beträgt. Dieser Unterdevonzug, der die ganz horizontale 400 m Fläche trägt, dacht sich zunächst sanft nach Nordwesten, um nur 25—30 m ab zu einer bis fast 2 km breiten, ganz bewaldeten Stufe (nördlich Hürtgen 375 m, westlich Großhau 364 m, Hochwald etwa 368 m). Die Höhe stimmt gut mit der 360 m-Stufe des Vennabfalls und der breiten Fläche bei Spaa überein, was jedenfalls sehr beachtenswert ist, wenn auch ein unmittelbarer äußerer Zusammenhang fehlt und auch der morphologische Charakter ein anderer ist durch die ganz verschiedene relative Höhe sowohl zu dem hier höchsten Teil des Gebirges als auch zum Vorland. Während die 360 m-Stufe des Vennabfalls nur etwa 50 m über der Fußfläche liegt, beträgt der Höhenunterschied hier fast das dreifache. Tief eingeschnittene Nebentäler der Wehe und auch der Rur lassen diese Stufe relativ bedeutend höher erscheinen, als dies bei der 360 m-Stufe sonst der Fall ist. Auch bei den tieferen Stufen, bis hinab zu 220 m Höhe finden wir hier noch Mittelgebirgscharakter, der in den westlicheren Teilen erst bei 320—340 m beginnt.

Unter dieser breiten Stufe folgen geringe Reste einer 320 m-Stufe zwischen Roter und Weißer Wehe, zwischen dieser und oberem Thönbach und, jedoch viel undeutlicher, rechts des mittleren Thönbachs am Rennweg. Eine direkte Verbindung mit der 320 m-Stufe südlich Krewinkel ist nicht vorhanden.

Diese findet vielmehr ihre Fortsetzung rechts des Omerbaches in einer um 30 m tieferen 290 m-Stufe, die auch rechts der Wehe beiderseits des unteren Thönbachs vorhanden ist. Sie behält die von der 320 m-Stufe übernommene morphologische Rolle als erste Stufe des Gebirgsabfalls über der Fußfläche, die die 320 m-Stufe auf

der ganzen Strecke zwischen Schmidthof und Krewinkel innehatte, jedoch nur auf ein ganz kurzes Stück, um sie rechts der Wehe an eine wiederum tiefer liegende Stufe abzugeben.

Diese ist ebenso wie die 320 und die 290 m-Stufen im Westen schmal und verbreitert sich nach Osten. Wir finden sie in rund 270 m Höhe südlich Wenau im Gressenicher Wald, südlich vom Franzosenkreuz und im Erbsbusch. Sie ist fast völlig horizontal, die genaue Höhe beträgt meist 272 m, nur der Knoster-Berg überragt sie um ein weniges.

Vor sie schiebt sich südlich Wenau abermals eine Stufe in 220 m Höhe, die nördlich der Laufenburg erheblich breiter wird. Sie gehört wohl schon einer innerhalb der Fußfläche liegenden Verebnungsfläche an, von der später die Rede sein wird. Hier ist sie durch das breite Wehetal von derselben getrennt und scheint hierdurch und durch ihre Bewaldung zum Gebirge zu gehören. Ähnlich wie die 360 m-Stufe bei Schmidthof erniedrigt sie sich links des Laufenburger Baches unvermittelt um 20 m.

Während in den westlicheren Teilen die höheren Stufen ans Kambrium geknüpft sind und erst von 360 m an ans Unterdevon, sehen wir hier, als Folge des Hinabbiegens des kambrischen Sattels, ein ganz anderes Verhalten. Durchaus in dem im Südosten dem Kambrium folgenden Unterdevon, das sonst nirgends unser Gebiet berührt, liegt die 400 m-Fläche von Hürtgen und die Erniedrigung derselben in 365—375 m Höhe. Die tieferen Stufen liegen größtenteils in Salm- und oberen Revinschichten. Doch geht die 290 m-Stufe rechts des Omerbaches und die 270 m-Stufe im Erbsbusch auch über Unterdevon.

Die Grenze nach der Fußfläche liegt entsprechend tiefer und verläuft auch zwischen Krewinkel und Schevenhütte im Unterdevon. Südlich Wenau geht sie auf die rechte Seite der Wehe und über Schloß Laufenburg nach dem Tal des Jüngersdorfer Baches.

Durch diese Stufenabdachung nach Nordwesten legt der Gebirgsabbruch von Langerwehe-Jüngersdorf ein natürliches Profil, und vom Rurtalgraben aus läßt sich der treppenförmige Anstieg deutlich erkennen. Von Stufe zu Stufe wird der Abfall nach diesem hin großartiger, auch nimmt die Steilheit nach oben hin zu, so daß er zwischen Hubertushöhe und Birgel am eindrucksvollsten erscheint. Bei Gey dagegen, wo das Gebirge noch höher ist, schiebt sich zwischen dieses und die Rur eine breite Stufe ein in 225—245 m Höhe und südlich von dieser bei Bergheim eine noch etwa 20 m höhere.

Betrachten wir die Stufen noch einmal kurz im Zusammenhang[1]), so zeigt sich zunächst, wie die im Westen, in der Gegend von Spaa anscheinend viel einfacheren Verhältnisse nach Osten hin immer verwickelter werden. Die Zahl der Stufen vermehrt sich. In der Nähe der Reichsgrenze schieben sich, während andere verschwinden, auf kurze Strecken hin neue Stufen ein, teils nur an den Tälern, teils auch abseits, die schon auf dem Meßtischblatt Eupen und auf dem belgischen Blatt Hestreux deutlich zum Ausdruck kommen. Es ist das besonders die Stufe in 340 m Höhe, die oberhalb Eupen rechts und unterhalb links der Weser entwickelt ist und anstelle der 360 m-Stufe tritt. Außerdem schieben sich hier bei 400 und 435—440 m neue Stufen ein. Nordöstlich des Getzbach-Wesertales bis zum Gieschbach-, Haselbach- und Vichttal werden die Verhältnisse wieder einfacher. Die Stufen sind klar zu übersehen in Höhen von rund 500, 450, 360 und 320 m, ohne daß sich irgendwo auffallende Zwischenstufen einschieben. Jenseits dieser Linie hören dann die höheren Stufen bis auf eine weniger deutliche in 400 m Höhe auf. Auch die 360 m-Stufe verschwindet,

1) Auf der schematischen Übersichtskarte des Gebirgsabfalls (Tafel II) sind geringe Erniedrigungen der Stufen nicht berücksichtigt. Dieselben sind dargestellt, soweit sie heute noch flächenhaft erscheinen.

während die 320 m-Stufe stark an Breite zunimmt, jedoch nicht mehr ganz so hoch ist wie links der Vicht. Am nordwestlich verlaufenden Tal des Omerbaches erreicht diese Stufe ein jähes Ende, sie ist wie abgeschnitten, und dafür schieben sich nun nacheinander noch zwei niedrigere, sich nach Nordosten verbreiternde Stufen in Höhen von 290 und 270 m zwischen Fußfläche und Gebirge, von denen die tiefere, ein Stück weiter nordöstlich einsetzende, auch weiter nach Nordosten reicht. Auch von einer 320 m-Stufe lassen sich noch unbedeutende Spuren nachweisen und darüber eine in 360—375 m Höhe, die nur wenig tiefer liegt als die Fläche von Hürtgen, aber keinen Zusammenhang hat mit der 360 m-Stufe bei Zweifall.

Die Oberfläche sämtlicher Stufen, einerlei, ob sie im Devon oder im Kambrium liegen, ist bei größerer Breite fast horizontal. Auch die 450 m-Stufe, die jetzt bei Rötgen ganz ähnliche Formen aufweist wie die Härtlinge des Hohen Venns — eine Folge gleicher petrographischer Beschaffenheit, — war möglicherweise ehemals ganz eben, wie die noch südlich des Dorfes erhaltenen, allerdings unbedeutenden Reste annehmen lassen. Wären nicht diese Reste vorhanden und lägen nicht rechts des Getzbaches und in Belgien Stufen in gleicher Höhe, so könnte man den Struffelt und den Rücken von Münsterbildchen als Härtlinge ansehen, die über einer 400 m-Stufe emporragen, ähnlich wie Stelingberg, Hoscheit und die andern über der Rumpffläche des Venns.

Es ist sehr eigentümlich, wie diese Stufen als schmale horizontale Leisten den Gebirgsabfall begleiten und infolge ihrer stets gleich bleibenden absoluten Höhe ihre relative Höhe zu den höchsten Teilen des Gebirges stark verändern. So liegt die 500 m-Stufe des Gebirgsabfalls an der Reichsgrenze 100 m tiefer als die Rumpffläche des Venns, 200 m tiefer als die Härtlinge, und am Langschoß ist sie von der Rumpffläche überhaupt nicht zu trennen, und auch der Härtling ist nur 80 m höher. Die 360 m-Stufe gehört im Westen den tiefsten Teilen des Gebirgsabfalls an, im

Osten den höchsten und liegt nur wenig tiefer als der Rücken von Hürtgen. — Diese Verhältnisse lassen sich auf der Übersichtskarte (Tafel IV) sehr deutlich erkennen.

Keine der Stufen läßt sich ohne Unterbrechung längs des ganzen Gebirgsabfalls verfolgen. Die tieferen Stufen im Nordosten erreichen nur eine Länge von wenigen Kilometern. Auch die 360 m-Stufe erfährt bei Eupen eine große Unterbrechung, — wahrscheinlich allerdings nur eine Erniedrigung, — und es läßt sich noch nicht mit Sicherheit entscheiden, ob sie mit der breiten Stufe bei Spaa identisch ist. Diese 360 m-Stufe erfährt dann nochmals, ebenso wie die der Fußfläche angehörende 220 m-Stufe bei der Laufenburg, eine unvermittelte Erniedrigung in der Gegend von Schmidthof, um nach ganz kurzer Unterbrechung wieder in der alten Höhe einzusetzen. An derselben Stelle findet sich eine mögliche Fortsetzung der 320 m-Stufe in 310 m Höhe.

Die Stufen folgen im ganzen dem Streichen der Schichten, die 360 m-Stufe setzt ziemlich scharf ein an der Grenze zwischen Kambrium und Unterdevon. In der Gegend von Zweifall, wo das Unterdevon sich verbreitert, tut das auch die Stufe. Keine der Stufen greift längs eines Tales in Form einer Terrasse ins Gebirge ein, höchstens für die 340 m Stufe bei Eupen ließe sich etwas derartiges finden, möglicherweise auch bei der 360 m-Stufe in Belgien.

Was nun die Entstehung dieser Stufen betrifft, so ist es nicht ganz leicht, hier an dieser Ecke zwischen dem Senkungsgebiet im Norden und dem Rurtalgraben im Osten zu einem einwandfreien Urteil zu gelangen. Die Tektonik, die ja bis in die jüngste Zeit in diesem Gebiet oberflächengestaltend wirkte, spielt jedenfalls eine Rolle. Daneben mögen einige nur lokal auftretende schmale Stufen als härtere Leisten im Streichen der Schichten von der Erosion herauspräpariert sein.

Daß diese Erklärungsmöglichkeiten nicht ausreichen, scheint ein Vergleich mit Teilen des Gebirgsabfalls außerhalb des eingehender betrachteten Gebietes darzutun. Be-

geben wir uns zunächst in die Gegend von Spaa, wo der Abbruch nach dem Rurtalgraben noch nicht komplizierend hinzutritt, so finden wir hier als deutlich ausgebildete Stufe und zwar in ganz erheblicher Breite, nur die 360 m-Stufe entwickelt. Darüber finden sich — nach der Karte scheint es so — noch Andeutungen der 400 m-Stufe.

Diese 400 m-Stufe, die in unserem Gebiet im ganzen eine nur untergeordnete Rolle spielt, gewinnt südlich der Gileppe-Talsperre und auch schon rechts der Weser bei Forsthaus Mospert an Bedeutung. Ob sie identisch ist mit der Fläche von Hürtgen, ist eine offene Frage. Diese setzt sich noch südlich der Kall fort. Schon auf dem Burgberg geht sie über Buntsandstein und scheint sich auch rechts der Rur, gleichfalls z. T. über Buntsandstein, fortzusetzen.

Eine noch weitere Verbreitung hat **die 360 m-Stufe**, die sich von Spaa — allerdings mit einer Unterbrechung oder vielmehr Erniedrigung auf 340 m in den Grenzgebieten, — verfolgen läßt bis östlich Zweifall. — Es möge auch bereits hier darauf hingewiesen werden, daß das Plateau des Aachener Waldes fast 360 m erreicht. — Dann finden wir die Stufe wieder am nordwestlichen Abfall des 400 m-Rückens von Hürtgen, und auch am quer zum Streichen verlaufenden Nordostabfall der Eifel, wo sie sich vom Hochwald nach Südosten über die Rur hinwegzieht und, z. T. auf Buntsandstein, ganz außerordentlich deutlich ausgebildet und **in die 400 m-Fläche verzahnt** ist. Verfolgt habe ich sie vorläufig bis in die Gegend von Münstereifel. — (Im Sauerland treten am Gebirgsabfall zwischen Ruhr und Möhne ähnliche Höhen auf, die westlich Belecke stufenartig gegen das höhere Gebirge absetzen. Auch am Ostabfall des Rheinischen Schiefergebirges liegen ziemlich ausgedehnte Flächen bei etwa 360—380 m Meereshöhe, so bei Frankenberg terrassenartig an der Eder in eine über 400 m hohe wellige Fläche am Gebirgsfuß eingesenkt. Bei Marburg zieht eine 360 bis 380 m-Fläche vom Karbon des gefalteten Gebirges über

jüngere Gesteine, besonders Buntsandstein, nach Osten, möglicherweise zwischen Ohm und Lumda auch noch eingreifend in die Basalte des Vogelsberges. — Ob all diese annähernd gleichhohen Flächenreste jemals zusammenhingen und ob sie einheitlichen Ursprungs sind, ist ein Problem, von dessen Lösung wir einstweilen noch weit entfernt sind.)

Schon in unserem Gebiet ist ein ununterbrochener Zusammenhang nicht mehr vorhanden. Trotzdem, und obwohl auch der morphologische Charakter je nach der verschiedenen relativen Höhe zu Gebirge und Fußfläche und auch infolge der verschiedenen Breite der Stufe nicht immer der gleiche ist, ergäbe sich doch aus der Annahme tektonischer Entstehung eine nicht zu verkennende Schwierigkeit. Denn warum sollten sich derartige Stufen — ganz abgesehen von der weiten Verbreitung auf der rechten Rheinseite — von Spaa bis zum Rurtalgraben und auch am Nordostabfall der Eifel stets in gleicher Höhe bilden? Viel wahrscheinlicher haben wir es hier mit Resten einer — im Vergleich zur Rumpffläche des Venns — jüngeren Abtragungsfläche zu tun. Es wäre dies also die zweite Verebenungsfläche, die uns begegnet. Ob sie etwa dem rheinischen Trog entspricht, was man nach der Höhenlage vermuten könnte, wäre noch zu untersuchen. Das Aufhören an der Grenze des Kambriums würde sich durch die petrographischen Unterschiede erklären. — Herr cand. geogr. R. Stickel, der vor dem Kriege den Abfall der Eifel zwischen Rur und Swist genau untersucht hat, hat mir vom Felde aus bestätigt, daß diese Stufe auch hier in weiter Verbreitung vorhanden ist. Auch nach seiner Auffassung entspricht sie einer im Vergleich zur Eifelrumpffläche jüngeren Abtragungsfläche.

Die höheren Stufen, die sich über eine zu große Strecke verfolgen lassen, um als herauspräparierte Leisten aufgefaßt zu werden, dürften tektonischen Ursprungs sein, besonders die 500 und die 450 m-Stufe, deren Bedeutung anscheinend nur lokal ist, wenn nicht die 500 m-

Stufe am Ende doch sich auf der Südseite des Venns ins Kalltal verfolgen lassen sollte. Sie verdanken ihre Entstehung wohl der Heraushebung des Gebirges. Man könnte annehmen, daß sie — wahrscheinlich einschließlich der 400 m-Fläche von Hürtgen, doch möchte ich diese Frage noch offen lassen, — abgesunkene Teile einer einzigen Fläche darstellen, die etwa der 525 m hoch gelegenen Rumpffläche südlich des Venns entsprochen haben mag. Dasn Venn selbst ragte wohl als Rumpfschwelle darüber empor, ob allerdings schon mit der gleichen relativen Höhe — die Fläche selbst 80—100 m, die Härtlinge noch bedeutend mehr — könnte erst nach eingehenderen Untersuchungen auch des südlichen Teils entschieden werden. Ich halte eine spätere Aufwölbung, die im Sinne der alten Faltung erfolgte, und wofür auch die Form der Rumpffläche spricht, durchaus für möglich. Die Art wie die Abdachung des kambrischen Rückens sich zwischen den westlichen und den östlichen Teil des Gebirgsabfalls schiebt, und wie die Stufen dabei aufhören oder doch unterbrochen werden, ist eher ein Zeichen dafür als dagegen. Auch die noch vorhandene Mächtigkeit der Verwitterungsrinde, die sonst auf den höchsten Teilen der Eifel durchaus fehlt, könnte vielleicht bei dieser Frage herangezogen werden.

Ob nun die 360 m-Stufe erst ausgebildet wurde, als die höheren Stufen schon vorhanden waren, oder ob erst nach ihrer Bildung die dieselben verursachende Hebung erfolgt ist, ist eine weitere Frage. Ersteres ist wahrscheinlicher, da von der 500 m-Stufe überhaupt nur noch Reste vorhanden sind und auch die 450 m-Stufe ihren Zusammenhang schon verloren hat.

Was nun die tieferen Stufen betrifft, denen keine derartige Verbreitung zukommt wie der 360 m-Stufe, so betrachte ich sie einstweilen als abgesunkene Teile dieser jüngeren Abtragungsfläche, erscheint doch hier ein ehemaliger Zusammenhang besonders wahrscheinlich. Die tiefere setzt meist erst schmal ein vor der höheren und ersetzt mit zunehmender Breite diese dann ganz. Wir

finden dies bei der 320 m-Stufe und weiter im Nordosten bei der 270 m-Stufe, während die 290 m-Stufe am Omerbach die direkte Fortsetzung der 320 m-Stufe bildet. Hier greifen Querverwerfungen vom Hastenrather Graben her ein, denen das Tal folgt, und an ihnen scheint die Stufe abgesunken zu sein. Jenseits der Wehe folgt dann die noch tiefer abgesunkene 270 m-Stufe. Wir hätten also drei von der 360 m-Stufe abgesunkene Stufen in 320, 290 und 270 m Höhe, deren ebene Oberflächen demnach Teile der zweiten Verebnungsfläche wären, die als selbständige, tiefer liegende Stufen des Gebirgsabfalls jedoch erst nach deren Ausbildung durch tektonische Vorgänge entstanden sind.

Starke Zweifel bestehen allerdings bei der 320 m-Stufe. Sie ist am Vennabfall in ziemlicher Ausdehnung und sehr gutem Zusammenhang vorhanden. Im Osten und Norden des Aachener Waldes haben der Rücken zwischen Tartaren Kopf und Elleter Berg, sowie der Friedrich und der Vierländerblick in Holland entsprechende Höhe.

Auch diese Stufe habe ich nach Südosten verfolgt. Sie ist deutlich am Eifelabfall vorhanden, wenn auch meist in geringer Breite in Form einer Randterrasse. Ich habe den Eindruck, als ob sie sich bis zum unteren Ahrtal in der Gegend von Dernau zöge und zwar immer in Höhen von 300—330 m. Vielleicht wird sich vom Ahrtal aus entscheiden lassen, ob es sich tatsächlich um Reste einer der 360 m-Stufe entsprechenden und von dieser abgesunkenen Verebnungsfläche handelt.

Merkwürdig ist es auch, daß im westlichen Sauerland (20) wieder in der gleichen Höhe eine gut entwickelte Stufe auftritt, die auch von einer 360 m-Fläche abgebogen sein könnte. Auch am Südabfall des Taunus scheint eine Randterrasse in 300—330 m Höhe gut entwickelt zu sein.

Der Zusammenhang der 320 m-Stufe ist im allgemeinen lückenhafter als der der 360 m-Stufe. Bisweilen setzt sie erst schmal ein vor derselben, um sie dann mit zunehmender Breite und Deutlichkeit zu ersetzen, wie wir das schon östlich Zweifall sahen, wo die 360 m-Stufe fehlt, während

die 320 m-Stufe besonders gut ausgebildet ist. In noch größerem Maßstab zeigt sich dies im westlichen Sauerland, wo im Arnsberger Wald die 320 m-Fläche durch sanfte Senkung oder Erniedrigung aus der 360 m-Fläche hervorzugehen scheint und diese dann weiter nach Westen hin ganz vertritt.

Ob nun wirklich diese Stufen im westlichen Sauerland und am Taunus identisch sind mit der am Nordabfall der Eifel und diese wiederum mit der 320 m-Stufe des Vennabfalls, und ob auch die scheinbar vom Plateau des Aachener Waldes abgesunkenen Teile hierher gehören, ist noch nicht zu entscheiden, da noch nirgends die Entstehung dieser 320 m-Stufe wirklich geklärt ist. Es mag sich um abgesunkene Teile der 360 m-Fläche handeln oder auch, um eine durch Erosion in dieselbe eingeschnittene tiefere Terrasse. Vielleicht ist sie ein Teil der noch zu betrachtenden dritten Verebnungsfläche oder, (dieser Ansicht neige ich jetzt am meisten zu), überhaupt ein ganz selbständiges Element. — Wie dem auch sei, die 290 und die 270 m-Stufen sind jedenfalls teils an streichenden, teils an Querverwerfungen abgesunkene Teile dieser 320 m-Fläche, die nur lokale Bedeutung haben.

Offenbar kommen junge Querverwerfungen auch noch anderwärts am Gebirgsabfalls in Betracht. Zunächst möchte ich die plötzliche Erniedrigung der 360 m-Stufe bei Schmidthof darauf zurückführen, während die Erniedrigung in der Eupener Gegend, die ja ein längeres Stück längs der Weser stattgefunden hat, wohl eher durch Erosion bedingt sein wird. Bei Schmidthof verläuft die Brandenburger Störung, die sich von Lichtenbusch bis ins Dreilägerbachtal verfolgen läßt, und die Holzapfel (17, S. 191) eine der bedeutendsten Verwerfungen des Gebietes nennt. — Es wird noch weiterhin von dieser Störung die Rede sein. — Der 310 m hohe Rücken, der links der Inde an sie heranzieht, könnte entsprechend eine abgesunkene Fortsetzung der 320 m-Stufe sein. — Entweder ist der Höhenunterschied zwischen dieser Stufe und dem

Rücken direkt durch junge Bewegungen entstanden, oder es sind vorher abgesunkene, wenig widerstandsfähige Massen abgetragen. Ein Vergleich mit der Vertiefung der der Fußfläche angehörenden 220 m-Stufe bei der Laufenburg läßt ersteres zum mindesten als möglich erscheinen. Dort liegt nämlich der eingesunkene Teil in der Fortsetzung des Bovenberger Grabens und wird im Nordosten von einer Störung begrenzt, die links der Wehe bei Heistern noch das Diluvium verwirft. — Wahrscheinlich spielen auch Querverwerfungen bei der diskontinuierlichen Abdachung der Vennhochfläche eine Rolle. Doch scheint es sich dabei um ältere Bewegungen zu handeln, da die Stufen des Abfalls keine entsprechende Erscheinung aufweisen.

III. Die Fufsfläche.

Am Fuße des Hohen Venns, nordwestlich der oben (S. 25) näher bezeichneten Grenze, erstreckt sich die Fußfläche bis etwa zu einer Linie Kaninsberg bei Haaren, Reichswald, Weisweiler. Doch greifen von dieser Linie her nach Südosten tiefe Einbrüche in sie hinein. Diese im Gegensatz zum Gebirgsabfall fast unbewaldete, meist mit Äckern und Weideland bedeckte Fläche ist ziemlich eben. Sie ist im wesentlichen eine Rumpffläche und erstreckt sich über die Schiefer, Sandsteine und Kalke des mittleren und oberen Devons und des Karbons, die, wie schon eingangs erwähnt, infolge der variskischen Faltung in mehr oder weniger schmalen Streifen von Südwesten nach Nordosten streichen. Die Schichtstellung ist meist steil, der petrographische Charakter sehr mannigfaltig. Infolge der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der in schmalen Zonen ausstreichenden Schichtkomplexe erhält die Landschaft einen ganz eigenartigen Charakter. Man könnte diese parallelen Rücken und Mulden mit den geringen Höhenunterschieden mit zu Stein gewordenen Wellen vergleichen.

Ganz ähnliches, allerdings noch viel ausgesprochener, finden wir am rechtsrheinischen Nordabfall des Schiefergebirges, besonders zwischen Barmen und Hattingen, im Oberkarbon (20. Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000, Blatt Elberfeld, Nr. 379). Hier wechseln Sandsteine und Konglomerate mit wenig widerstandsfähigen Schiefern in schmalen Zonen ab. Die Zertalung ist weiter vorgeschritten als bei Aachen, und die Höhenunterschiede sind daher bedeutender. Auch ist der Wechsel in der Härte im ganzen schroffer, da die karbonischen Sandsteine und Konglomerate, die auch bei Aachen meist besondere Hervorragungen bilden, das eine und die Schiefer das andere Ende der Skala darstellen, vermittelnde Härtegrade hier aber infolge größerer petrographischer Eintönigkeit fehlen. Stellenweise ist innerhalb kleiner Strecken der Gesteinswechsel noch häufiger, und das ganze Gebiet ist beträchtlich ausgedehnter als bei Aachen. Einige größere Quertäler — Nebentäler der Ruhr — gliedern es in mehrere nördlich bis nordwestlich gerichtete Plateaus. Die Hänge dieser Quertäler weisen infolge zahlreicher, vom Plateau hinab ziehender Längstälchen, die den weichen Schiefern folgen, eine deutliche Gliederung in einzelne Rippen auf. Die Rippen setzen sich auf den Plateaus in Form langer, schmaler, weich gerundeter Rücken fort, zwischen denen die ganz flachgeböschten Tälchen mit Talwasserscheiden von einem Quertal zum andern ziehen. Besonders in den nördlichen Teilen, wo Rücken und Tälchen sehr schmal sind, wird man lebhaft an glaziale Rippung erinnert. Sie verlaufen genau im Streichen, werden die Sandsteinzonen breiter, so werden es auch die Rücken und umgekehrt. Entstanden sind diese Formen aber nur durch die petrographische Verschiedenheit. — Ähnlich ist es auch bei Aachen, wenn auch die Regelmäßigkeit infolge der größeren Mannigfaltigkeit der Gesteine mit verschiedeneren Zwischengraden der Härte nicht ganz so groß ist.

Hier wird diese Fläche von jungen, 40—80 m tiefen T ä l e r n mit relativ steilen, stellenweise bewaldeten Hängen

und breiten, ebenen Wiesentalböden zerschnitten, so besonders von Vicht, Inde und Iterbach, die entweder im Streichen der Schichten oder senkrecht dazu verlaufen. Die Quertäler, besonders deren tiefstes, das Vichttal, zeigen auch die Rippung der Hänge.

Die mehr oder weniger breiten Horste, in die sich die Fläche im Norden und Nordosten auflöst, sind von Westen nach Osten folgende: Der Horst von Verlautenheide, der Auer Horst, der Nothberger Horst, der Horst von Weisweiler.

Auf dieser Fläche befinden sich noch geringe Reste senoner Sande, jedoch nur in den westlichen Teilen. Häufiger sind tertiäre Kiese, besonders im Osten, wo auch diluviale Schotter hinzu kommen. Ziemlich weit verbreitet ist verlehmter Löß, der bis zu Höhen von 300 m reicht.

Die Fußfläche dacht sich nach Nordwesten und nach Nordosten ab. Man kann sie nach verschiedenen Gesichtspunkten wieder in kleinere Gebiete einteilen. Betrachtet man die Höhe, so findet man, daß diese längs des Gebirgsfußes ganz im Südwesten bis zu 310—313 m ansteigt, dann folgt ein etwa 20 m tieferes Stück, und in der Fortsetzung der Aachener Senke erreicht sie nur noch 285 m. Nordöstlich davon, im Auer Horst, ist sie wieder höher (bis 300 m), um dann in den Horsten von Nothberg und Weisweiler auf 225, bzw. 200 m hinabzusinken. Der Übergang dieser verschiedenen Höhen ineinander ist längs des Gebirgsfußes nicht kontinuierlich. Die genannten Höhen bleiben vielmehr auf eine Erstreckung von mehreren Kilometern vollkommen konstant, um dann nach einer mehr oder weniger schmalen Übergangszone mehr oder weniger schroff durch die folgende ersetzt zu werden. Wir hätten demnach von Südwesten nach Nordosten eine Reihe paralleler nordwestlich gerichteter Streifen von verschiedener Höhe. Der westlichste liegt zwischen der belgischen Grenze und der Straße Raeren—Eynatten. Der nächste reicht bis etwas südwestlich des Indequertals, der dritte bis zur Vicht, und die Horste stellen noch drei

weitere dar. Der westlichste Streifen ist der höchste, die beiden nächsten sind niedriger, der Auer Horst übertrifft noch etwas die Höhe des zweiten Streifens, die beiden folgenden Horste liegen dagegen ganz bedeutend niedriger, so daß östlich vom Auer Horst auch die Fußfläche staffelförmig zum Rurtalgraben absinkt. Jeder dieser Streifen dacht sich nach Nordwesten ab. Da aber im ganzen, besonders in den zusammenhängenden westlichen Teilen bis zum Auer Horst hin die Höhenunterschiede zwischen diesen Streifen sehr gering und wenig in die Augen fallend sind, empfiehlt es sich, noch nach andern Einteilungsgründen zu suchen. Ich möchte darum zunächst einen südwestlichen zwischen Venn und Aachener Wald eingeschachtelten und einen nordöstlichen nach dem Vorland offenen Teil unterscheiden. Dieser nordöstliche Teil zerfällt wieder in einen geschlosseneren links und einen zerstückelteren rechts des Vichtquertales.

Der südwestliche Teil (Blätter Eupen, Herbesthal, Aachen) ist weniger stark zertalt, die größeren Bäche, Iterbach und Geul, fließen am Fuß des Gebirges und des Aachener Waldes und zwar in entgegengesetzter Richtung. Ihre Täler sind hier weniger scharf eingeschnitten, und sie haben nur ganz geringe Zuflüsse. Der Iterbach fließt zwischen Raeren und Brandenburg in einer breiten, muldenförmigen Vertiefung. Während der Bach hier in einen Sandsteinzug hineinfließt, setzt die Vertiefung sich weit in den nordöstlichen Teil fort bis Gressenich. Sehr deutlich ist sie bei Walheim, am tiefsten und auffallendsten bei Krewinkel, während sie in der Gegend von Breinig nur schwach angedeutet ist.

Die Bodenwellen des südwestlichen Teiles haben eine relative Höhe von etwa 10—15 m, sie sind sanft gerundet und einige hundert Meter breit und ziehen, eine hinter der andern, in nordöstlicher Richtung dem Gebirge parallel. Die dem Gebirge zunächst gelegenen sind die höchsten, und zwar sind gewöhnlich zwei bis drei ganz gleich hoch, dann folgt ein etwas tieferes „Wellental“,

der nächste Rücken bleibt 10—20 m hinter dem vorigen zurück, und die nordwestlich folgenden sind dann abermals tiefer. Vielleicht am typischsten ist diese Landschaft zwischen Eupen, Raeren und Lontzen. (Das Profil, Tafel II, Nr. 7 gibt leider, der geringen Höhenunterschiede wegen, kein gutes Bild.) Kein Acker findet sich weit und breit, nur Weiden mit Hecken bedecken die runden Formen der Wellen und Mulden. Hier und da ist ein Gehöft, einige Baumgruppen. Im ganzen ist das Bild sehr einförmig, jedoch besonders im frischen Grün des Frühlings sehr anmutig sich abhebend gegen die bewaldet aufsteigenden Hänge von Venn und Aachener Wald, zwischen die dieser Teil der Fußfläche eingeschachtelt erscheint, was sich von der Straße nach dem hoch gelegenen Bahnhof Raeren besonders gut übersehen läßt. Nördlich von Raeren bringen einige Wäldchen einen andern Ton hinzu, doch im ganzen bleibt der Charakter der Landschaft der gleiche.

Der nordöstliche Teil ist stärker zerschnitten durch die breiten, nicht sehr tiefen, doch im Vergleich zu den sanften Böschungen der Wellen und Mulden steilwandigen Täler des Vicht-Inde-Systems. Die relativen Höhenunterschiede werden schon südwestlich der Vicht größer, und, je mehr wir uns nach Nordosten vom Vichttal entfernen, umsomehr tritt der Einfluß der vertikalen Störungen in den Vordergrund, die eine Auflösung in nordwestlich streichende Stücke mit dazwischenliegenden Senken hervorrufen. Bis zum Hastenrather Graben sind die parallelen, nordöstlich gerichteten Bodenwellen noch der auffallendste Zug, jenseits jedoch treten sie ganz zurück. Nur noch schmale Reste der Fußfläche sind zwischen tiefen, nach Südosten eingreifenden Gräben erhalten.

Im ganzen nordöstlichen Teil fehlen Hecken so gut wie völlig, die Weiden werden von Äckern durchsetzt. Auch die viel zahlreicheren Dörfer, die die Schwellen bevorzugen, geben der Landschaft, die hier viel von ihrer Lieblichkeit und der dem Auge wohltuenden Ruhe verloren hat, einen andern Charakter.

Betrachten wir vorerst den südwestlichen Teil zwischen Venn und Aachener Wald etwas genauer. Er reicht etwa bis zu einer Linie Schmidthof-Lichtenbusch und zerfällt wieder in zwei verschieden hohe nordwestlich gerichtete Streifen, ausgenommen die unmittelbare Umgebung Eupens, die in Zusammenhang mit den belgischen Gebieten betrachtet werden müßte. Die Straße Raeren—Eynatten kann als Grenze zwischen beiden Streifen benutzt werden.

Wenn wir einstweilen von den geringen Resten jüngerer Ablagerungen absehen, so finden wir, daß die über das Paläozoicum hinwegziehende Rumpffläche sich im westlichsten dieser Streifen (Blatt Eupen) am Gebirgsfuß ziemlich genau auf einer Höhe von 310—313 m hält. Sie dacht sich nach Nordwesten ab und erreicht nordwestlich Lontzen und Astenet nur noch 245 m. Diese Abdachung um rund 70 m ist nicht kontinuierlich. Vielmehr bleibt zunächst die Höhe nördlich der Straße Nispert—Mähheide in einer Breite von 2—3 km ganz konstant, so daß wir eine obere Stufe in 310—313 m Höhe zwischen Kettenis, Raeren und Walhorn deutlich unterscheiden können (Profil 7). Die junge Zerschneidung, die nach Südwesten, nach dem tief eingeschnittenen Wesertal hin so stark zunimmt, daß sie gleich jenseits der belgischen Grenze das Land in parallele, durch ziemlich tiefe Täler von einander getrennte Rücken auflöst, ist hier noch nicht weit vorgeschritten. Etwa 10 m scheint das Tal des Haasbaches in eine alte Oberfläche eingetieft zu sein, deren Höhenunterschiede hier wohl nur 5, höchstens 10 m betrugen.

Eine noch ausgedehntere Stufe in 245 m Höhe (Profil 7 : 2), gleichfalls völlig eben, dehnt sich jenseits der Bahnlinie Herbesthal—Astenet aus bis in die Gegend von Moresnet. Auch hier sind die ursprünglichen Höhenunterschiede äußerst gering. Die jungen, in den Quertalstrecken bisweilen recht steilwandigen Täler des Lontzener Baches und des Geulbaches, die südlich Moresnet bis 40 m

tief eingeschnitten sind, sowie die Tälchen ihrer Nebenbäche haben die ebene Fläche doch erst wenig verändert. Bei Hergenrath biegt das Geultal in genau nordwestliche Richtung um. Von beiden Seiten nähern sich ihm die über 300 m hohen Kreideplateaus von Henri-Chapelle und des Aachener Waldes. Die Rumpffläche taucht, nachdem sie sich nach Nordwesten immer mehr verschmälert, unter die einander näherkommenden und sie um etwa 100 m überragenden Kreidehöhen. Längs des Baches ist das Paläozoicum weiterhin nur noch in schmalen Streifen in abnehmender Höhe entblößt, auch hier dacht es sich in Stufen ab.

Es muß noch erwähnt werden, daß sich in der Abdachung der 310 m-Stufe nach der 245 m-Stufe bei 280 m ein Absatz (Profil 7) findet. Er ist bei Marzelheide und südwestlich Rabothrat sehr deutlich ausgeprägt, doch so schmal, daß ihm wohl nicht die Bedeutung einer selbständigen Stufe zukommt. Er erweckt hier mehr den Eindruck einer durch die Erosion herauspräparierten härteren Leiste. Doch gewinnt er westlich Eynatten an Breite und scheint auch in Belgien gut ausgebildet zu sein.

Auf der oberen Stufe finden sich am Gebirgsfuß zwischen Eupen und Raeren Mosperter Sande. Auch nördlich Kettenis, nördlich Rabothrat und bei Lontzen sind geringere Reste dieser eigentümlichen Ablagerungen erhalten, denen wir schon bei Forsthaus Mospert in 400 m Höhe begegneten. Sie sind jetzt meist so schlecht oder garnicht aufgeschlossen, daß sich über die Art der Lagerung nichts bestimmtes sagen läßt. Bei Rabothrat sah ich rechts des Fontenesbaches ein kleines Vorkommen, das grade zur Verbesserung eines Feldweges ausgebeutet wurde, und das jetzt vielleicht schon erschöpft ist, in einem Trichter des Kohlenkalks. Auch die übrigen kleineren Vorkommnisse auf der Fußfläche finden sich, soweit sie mir bekannt sind, auf Kalk. Auch hierbei dürfte es sich um in Trichtern erhaltene Reste handeln. Größere Ausdehnung hat nur das Vorkommen am Gebirgsfuß. Die Korngröße nimmt

vom Gebirge nach Nordwesten deutlich ab. — Sie kommen auch noch etwas weiter im Nordosten vor, so besonders bei Langfeld in 280 m Höhe, ebenfalls auf Kalk, bei Hauset in 270 m und anderwärts. Doch sind sie beschränkt auf das Gebiet südwestlich der Linie Schmidthof-Lichtenbusch und vielleicht einige Teile der Aachener Senke. Ihre Verbreitung war früher wohl größer, ob die einzelnen Vorkommnisse aber jemals zusammenhingen oder sich in annähernd gleicher Höhenlage befanden, läßt sich nicht sagen. Letztere hat jedenfalls schon zur Zeit ihrer Ablagerung in gleichem Sinne abgenommen wie heute, was sich aus der vom Gebirge nach Norden abnehmenden Korngröße ohne weiteres ergibt.

Interessant ist ein Rest von Aachener Sand (Untersenon) bei Walhorn, auch in nordwestlicher Erstreckung. Er lehnt sich an die obere Stufe der das Devon und Karbon abschneidenden Rumpffläche an, begleitet deren Abdachung zu dem Absatz in 280 m Höhe, geht über diesen hinweg und zieht sich noch über die Abdachung zur 245 m-Stufe bis an diese heran (Profil 2). Die Höhe hält sich zwischen Merols und Walhorn um 310—315 m, entspricht also fast ganz genau der Höhe der oberen Stufe. Die Mächtigkeit des Sandes, die bei Merols, wo er sich an die obere Stufe anlehnt, nur wenige Meter beträgt, nimmt, da die Rumpffläche sich unter ihm abdacht, nach Nordwesten zu bis in die Gegend von Walhorn, wo er auf dem 280 m-Absatz aufliegt und seine größte Höhe von 316 m erreicht. Noch weiter nach Nordwesten verliert er sich dann Dieser Kreidezug wird im Nordosten und Südwesten von Tälchen begleitet, die schon ins Paläozoicum eingeschnitten sind. So erscheint er von hier gesehen mit seinen, — im Vergleich zu den sonst äußerst sanften Formen, — steilen Hängen relativ hoch und der Rumpffläche aufgesetzt. Verstärkt wird dieser Eindruck dadurch, daß er sich bei Walhorn, wo er über 30 m mächtig ist, durch Bewaldung noch schärfer aus dem Weideland hervorhebt. Betrachtet man ihn dagegen

von der oberen Stufe der Rumpffläche aus, so scheint sich über diese und über die Kreide eine zwischen Aachener Wald und Venn eingeschnittene Verebnungsfläche in 310—315 m Höhe zu erstrecken. Diese dritte Verebnungsfläche, die wir in unserm Gebiet antreffen, liegt also innerhalb der Fußfläche, deckt sich jedoch nicht mit derselben, sondern umfaßt nur deren höhere Teile.

Auf der 245 m-Stufe finden sich außer den schon erwähnten unbedeutenden Resten von Mosperter Sanden in Trichtern des Kalkes noch helle und ziegelrote Tone. Sie sind in dem Wiesengelände nur selten und auch dann so mangelhaft aufgeschlossen, daß ich nicht sagen kann, ob es sich um Verwitterungsprodukte handelt, um Tone, die die Unterlage der Kreide bilden, oder etwa um Tertiär. Die ziegelroten Tone, die sich z. B. bei Busch und auch nördlich von Rabothrat finden, mögen wohl, mindestens zum Teil, aus der Verwitterung des Kohlenkalks entstanden sein. Die hellen Tone dagegen sind wohl eher der Kreide zuzurechnen. Dafür spricht auch noch ein kleiner Rest von Aachener Sand, den ich südwestlich von Lontzen an dem mittleren der drei sich bei Fleusch gabelnden Wege in einer Höhe von etwa 230 m gefunden habe.

Im allgemeinen entspricht die 245 m Stufe in ihrer Höhe der Auflagerungsfläche der Kreide in dieser Gegend und stellt die wieder frei gelegte präsenone Oberfläche dar. Der kleine, eben erwähnte Rest von Aachener Sand liegt verhältnismäßig tief und zwar in einem der „Wellentäler“. Die ziemlich zusammenhängende Decke von Löß und Lehm und der dichte Überzug von Wiesen läßt die Ursache dieser Lage nicht erkennen. Jedenfalls reicht dieses unbedeutende Vorkommen nicht aus, um zu entscheiden, ob schon die präsenone Landoberfläche diesen eigentümlich welligen Charakter aufwies. Es kann sich möglicherweise um eine kleine abgesunkene Scholle handeln. —

Von den 310—315 m hohen Teilen der innerhalb der Fußfläche liegenden Verebnungsfläche leitet eine sanfte

Abdachung hinüber zu dem jenseits der Linie Raeren—Eynatten gelegenen tieferen Streifen. Wohl kommen nordöstlich dieser Linie unmittelbar am Gebirgsfuß die schon erwähnten schmalen Terrassen in 310 m Höhe vor. Doch sind sie durch die breite, hier vom Iterbach benutzte Senke, von der Fußfläche getrennt. Die Höhe dieser Fußfläche bis zu der Linie Schmidthof-Lichtenbusch, die ich als Grenze zwischen dem südwestlichen und dem nordöstlichen Teil gewählt habe, ist rund 290 m und zwar finden wir diese Höhen zwischen Iterbach und Geulbach auf Paläozoicum, jenseits des Geulbachs (durch diesen von der eigentlichen Fußfläche getrennt), in ausgedehnten Terrassen des Aachener Waldes auf Untersenon: nämlich bei Landwehring, Bingelberg und dem Rücken, über den der Weg von der Eupener Straße nach Hauset führt (Blatt Aachen). Weiter westlich bei Hergenrath sind Terrassen in Höhen von 280—290 m (Busch 280 m, Schlund 285 m, Wolfsheide 285—290 m). Auch die Wasserscheide zwischen Geul und Inde, die nicht mehr dem Aachener Wald, sondern der Fußfläche selbst angehört, liegt zum Teil im Aachener Sand und hat dieselbe Höhe.

Also auch hier finden wir eine über Paläozoicum und Kreide hinziehende Verebnungsfläche innerhalb der Fußfläche, die rechts des Geultals noch in den Aachener Wald eingreift. In welchem Verhältnis sie zu den bei Langfeld in 280 m Höhe vorkommenden Mosperter Sanden steht, ist an diesem Punkt schwer zu sagen. Die Sande scheinen gleichfalls in einem Trichter zu liegen. Sie müssen jedenfalls vor der Entstehung des breiten, die Verebnungsfläche zerstörenden Iterbachtals abgelagert sein. Sicher ist, daß zur Zeit ihrer Ablagerung die über das Paläozoicum ziehende Rumpffläche etwa ebenso weit von Kreide entblößt war wie heute. Denn nirgends, mit der einzigen, dazu zweifelhaften (18) Ausnahme von Buschhausen südlich Burtscheid, bildet Kreide ihre Unterlage. Auch in den Kalktrichtern kommt Kreide offenbar nicht mehr vor, diese sind wohl erst nach deren Entfernung entstanden.

Hierbei ist bemerkenswert, daß die die Unterlage der Mosperter Sande bildende Fläche in großen Teilen genau der präsenonen entspricht. Diese Fläche entsprach also sowohl im Präsenon als vor der Zeit der Mosperter Sande dem unteren Denudationsniveau. Heute liegt dieses tiefer, denn die Fläche wird von Tälern zerschnitten. Im Senon und zur Zeit der dritten Verebnungsfläche dagegen lag es höher.

Kann man auch bei den bedeutenderen Vorkommnissen von Mosperter Sand bei Langfeld und am Gebirgsfuß nichts Entscheidendes über das Verhältnis zu der in die Kreide eingreifenden Verebnungsfläche sagen, so liegen die Mosperter Sande an den verschiedenen Stellen nördlich Kettenis doch so viel tiefer, daß man annehmen muß, daß die Verebnungsfläche jünger ist und über sie hinweg zieht. Es werden sich noch andere Anhaltspunkte für ein geringeres Alter dieser Fläche ergeben. Allerdings ist man dann zu der Annahme gezwungen, daß zur Zeit der Ablagerung der Mosperter Sande die westlichen Gebiete und vielleicht auch die Aachener Senke stellenweise bis zum heutigen Betrag ausgeräumt waren. Später hätte dann eine Aufschüttung — vielleicht durch Mosperter Sande — stattgefunden, über die hinweg und in die Kreide eingreifend, die junge Verebnungsfläche angelegt wurde, die jetzt nur noch in Resten erhalten ist[1]).

Genau wie bei Walhorn finden wir hier das südlichste Kreidevorkommen angelehnt an die obere Stufe der Rumpffläche des Paläozoicums, so dass auch hier nur diese obere Stufe der Fußfläche der dritten Verebnungsfläche angehört, die übrigen aber tiefer liegen. Daß eine solche Stufenabdachung der Rumpffläche auch hier

---

1) Eine im Tertiär angelegte, später verschüttete und dann wieder ausgeräumte und weiter gebildete Schichtstufe wurde auch im Gebiet der Oberweser durch E. Gerwien (14) nachgewiesen.

vorhanden ist, sehen wir links des Geulbachs, den bis Eynatten eine 270 m hohe Fläche begleitet. Sie liegt 10 m tiefer als der 280 m-Absatz des westlichsten Teils, der in ihrer Verlängerung folgt, ähnlich wie auch die Verebnungsfläche selbst, allerdings um einen etwas grösseren Betrag, an Höhe hinter den Teilen nördlich Kettenis zurücksteht. Dieser 270 m-Absatz ist freigelegt durch den Geulbach, der am Fuß des Aachener Waldes in die Verebnungsfläche eingeschnitten ist und die Grenze des Senons, das nur an der Wasserscheide noch weiter nach Süden reicht, nach Norden verschoben hat.

Die Verebnungsfläche läßt sich in der gleichen Höhe von rund 290 m. auch noch jenseits der Linie Schmidthof-Lichtenbusch bis in die Nähe des Indetals verfolgen, und zwar ist der Zusammenhang im Norden bei Lichtenbusch garnicht unterbrochen. Ich habe diese Grenze aber nicht nur aus den schon erwähnten Gründen gewählt. Sie folgt der bereits genannten B r a n d e n b u r g e r V e r w e r f u n g, die bei Lichtenbusch Senon gegen Karbon verwirft. Doch zieht hier an der Wasserscheide die Verebnungsfläche darüber hinweg, so dass sie morphologisch nicht erkennbar ist. Wohl ist das der Fall weiter im Südosten, wo sie vom Iterbach gequert wird, und dies ist eine der wenigen Stellen, wo wir eine wirklich gut sichtbare Geländelinie ein Stück weit verfolgen können (Blätter Aachen, Stolberg, Eupen, Rötgen). Oberhalb fließt der Bach in der breiten muldenförmigen Vertiefung am Gebirgsfuß, die hauptsächlich an oberdevone Schiefer geknüpft ist. Unterhalb der Verwerfung jedoch ist das Tal in einen Zug härterer Gesteine eingeschnitten. Es ist, im Verhältnis zu dem der Vertiefung folgenden Talstück oberhalb, eng mit steilen Hängen und ebenem Talboden, und es scheint der Bach fast in eine Wand hinein zu fließen. Der Gegensatz zwischen beiden Talstrecken ist außerordentlich scharf. Kleine Nebentälchen des Iterbachs, der Verwerfung fast parallel, münden rechts und links, wo er in den Sandstein eintritt, der mit seinem steilen, bewaldeten, 40 m hohen

Abfall, der nach der Senke schaut, schon von weitem auffällt. Diese Nebentälchen verbreitern noch die Vertiefung. Dazu kommt, daß die dem Steilabfall des 290 m hohen Sandsteinrückens gegenüberliegenden Kuppen sehr sanfte Formen aufweisen und nur 275 m hoch werden. Die 290 m-Höhen bei Langfeld liegen etwas zurück. So wird der Eindruck erweckt, als sei die nordöstlich der Verwerfung gelegene Gegend wesentlich höher, was in Wirklichkeit gar nicht der Fall ist.

In diesem nordöstlich der Verwerfung gelegenen Teil der Fußfläche setzt sich die bis zu derselben vom Iterbach benutzte Mulde südlich dieses Baches fort. Wohl ist sie auch hier, vor allem bei Walheim (Profil 4), sehr auffallend, besonders da ja kein größeres Tal ihr folgt, doch ist sie nicht ganz so breit und weniger tief als die Mulde zwischen Raeren und Schmidthof. Sie wird bei Walheim nur von ganz kleinen Bächen benutzt (Blätter Stolberg, Aachen). Im ganzen dacht sie sich nach Südwesten ab, so daß bei Hahn nur ein ganz kurzes Gehängetälchen nach der Inde geht. Ein von der Gegend des Bahnhofs Walheim nach Südwesten fließender Bach biegt etwas unterhalb des Ortes rechtwinklig nach Nordwesten um und durchbricht den die Mulde vom Iterbach trennenden Sandsteinrücken in scharf eingeschnittenem V-förmigem Tälchen. An der Umbiegungsstelle trennt eine sumpfige Wasserscheide ihn von zwei parallelen, in der Richtung seines Oberlaufs nach Südwesten ziehenden Tälchen, die auch in den Iterbach münden.

Die Fußfläche macht in dieser Gegend einen anderen Eindruck als südwestlich der Verwerfung, teils weil der Blick ungehindert nach Norden schweift, teils weil hier die Hecken sehr zurücktreten, die Weiden von Äckern durchsetzt werden und die Zahl der Dörfer zunimmt. Auch nehmen hier die noch erhaltenen Teile der dritten Verebnungsfläche (Rücken von Walheim 290—295 m und zwischen Schleckheim und Lichtenbusch — hier auf Kreide

übergehend — in fast der gleichen Höhe) viel weniger Raum ein. Während in den westlicheren Gebieten die Mulde des Iterbaches und die andern Täler der Verebnungsfläche gegenüber zurücktreten, ist hier das Umgekehrte der Fall und sowohl Walheimer Mulde als auch das breitsohlige, steilwandige Iterbachtal bilden wesentliche Bestandteile der Landschaft. Im ganzen ist die Zertalung stärker, die Höhenunterschiede sind größer. Die 270 m-Stufe der Rumpffläche, die wir links des Geultals fanden, kommt auch hier unter dem die Wasserscheide tragenden Untersenon wieder zum Vorschein und ist nordwestlich des Rückens von Oberforstbach sichtbar.

Nähern wir uns von Walheim her dem Indequertal, so finden wir schon etwa 2—3 km westlich von diesem Höhen zwischen 280 und 285 m, die denen jenseits und damit dem in der Fortsetzung des Aachener Kessels gelegenen tieferen Streifen der Fußfläche entsprechen. Die Rumpffläche, auf der nur einige Reste tertiärer Kiese liegen, dacht sich auch rechts der Inde in Stufen nach Nordwesten ab (Profil 5, 8). Es sind deren zwei, die wiederum etwas tiefer — knapp 10 m — liegen, als bei dem eben besprochenen Teil.

Die obere, 280—285 m hohe, ist etwas über 2 km breit. Sie könnte gradezu als Musterbeispiel einer Peneplain gelten, besonders in der Gegend von Breinig (Blatt Stolberg), wo die Mulde in den weichen Schiefern, die bei Walheim so auffällt, kaum merkbar ist. Halten sich doch hier die Höhen mehrere Quadratkilometer weit zwischen 280 und 285 m. — Auch diese Mulde dacht sich im allgemeinen nach Südwesten ab und wird dabei auch relativ tiefer. Die hydrographischen Verhältnisse sind denen bei Walheim ganz analog, auch hier geht ein kleines Durchbruchstal rechtwinklig aus der Mulde hinaus nach Nordwesten zur Inde. Zwischen dem oberen Teil dieses Durchbruchstälchens und einem in dessen Richtung nach Südwesten gegen Hahn ziehenden Tälchen befindet sich eine Talwasserscheide. Die Zertalung ist hier sehr

gering, so daß die zwar sehr deutlich erkennbaren parallelen Bodenwellen nur ganz kleine Höhenunterschiede aufweisen. Die Gesteinszonen, durch deren verschiedene Widerstandsfähigkeit die geringen Höhenunterschiede bedingt sind, treten hier in viel schmäleren Zonen zutage als weiter westlich in der Eupener Gegend. Entsprechend sind auch „Wellentäler" und „Wellenberge" noch weniger breit. Einen guten Überblick gewährt P. 287, 6 östlich Breinig. Der Rücken des Münsterwaldes (320 m-Stufe), hinter dem die 450 m-Stufe des Vennabfalls aufsteigt, erhebt sich deutlich über das wellige, mit Äckern und Wiesen bedeckte Gelände. Die Hecken fehlen hier ganz, und an ihre Stelle ist Stacheldraht getreten. Auch finden sich, außer an den Talhängen, keine Wäldchen und weniger Baumgruppen als weiter im Westen. So ist das Land wohl übersichtlicher, doch lange nicht so anmutig.

Diese 280 m-Stufe sendet vom Breinigerberg her noch einen Ausläufer nach Nordwesten, in der Richtung des Horstes von Verlautenheide, bis in die Gegend von Büsbach. Ob wir auch hier in dieser Stufe Reste einer jungen Verebnungsfläche vor uns haben, ist wegen des Fehlens geeigneter jüngerer Ablagerungen nicht nachweisbar. Nur aus Analogie mit den westlicheren Gebieten, die nur wenig höher liegen, könnte man annehmen, daß auch diese obere, außerordentlich ebene Stufe der Fußfläche einen solchen Rest darstellt.

Die zweite Stufe ist etwas über 260 m hoch (bei Dorff, Brand und Münsterbusch). Sie wird durch das breite Tal der Inde in mehrere Stücke aufgelöst. Ihr Charakter ist der gleiche wie der der höheren Stufe, eintöniges Ackerland mit ziemlich großen, reizlosen Dörfern, wozu sich bei Münsterbusch noch die Spuren der Industrie gesellen. Ihre nordwestliche Grenze fällt etwa in die Verlängerung der Grenze zwischen südwestlicher Fußfläche und Aachener Wald.

Die Kreidebedeckung fehlt hier, und so finden wir in dem Horst von Verlautenheide (Blätter Stolberg,

Aachen, Herzogenrath) noch eine dritte Stufe, in der die Fußfläche sich in schmalem Streifen, in 240—250 m Höhe, noch weit nach Nordwesten vorstreckt. Auch hier ist infolge der zahlreichen parallelen Gesteinszonen das Gelände wellig. Doch bei der sehr geringen Breite des Horstes ist es nicht zur Ausbildung von Rücken, sondern vielmehr zu der rundlicher Kuppen gekommen, z. B. dem kreuzgeschmückten Kaninsberg bei Haaren. Die Höhenunterschiede sind hier, auch eine Folge der Schmalheit sowie der tiefen Gräben beiderseits, etwas bedeutender als sonst auf der Fußfläche. —

Nähert man sich von den oberen Stufen der Fußfläche her der Vicht, so steigt man hinab auf eine nur wenig (etwa 10 m) tiefere Terrasse, die aber nur an einzelnen Stellen, so am Bauschenberg bei Büsbach (265,2 m), deutlich ist. Auch rechts der Vicht lassen sich derartige hochgelegene Terrassenstücke an einzelnen Stellen beobachten. Doch ist weder ein ehemaliger Zusammenhang, noch ein einheitliches Gefälle erkennbar, so daß es sich wohl um die letzte noch sichtbare Einsenkung des Stolberger Grabens handelt, der südöstlich des Dorfes Vicht ausklingt. Von der Buschmühle her im Indetal bis zur Bocksmühle und über Büsbach zieht sich eine von dessen bedeutendsten Randverwerfungen, die Münstergewand, die auch nördlich Büsbach durch Miozän gut gekennzeichnet ist. Dazu finden sich noch Blöcke tertiären Sandsteins, der wahrscheinlich jünger ist als das Büsbacher Miozän (Holzapfel), südöstlich vom Bauschenberg und auch auf der andern Talseite; so bilden dieser und entsprechende Höhen beiderseits der Vicht wohl nur eine durch die Erosion von Tertiär befreite, abgesunkene Staffel. —

Auf der Fläche selbst, außerhalb des Grabens, liegen noch tertiäre weiße Quarzkiese, deren näheres Alter unbestimmt ist, bei Breinigerberg. Sie liegen, wie auch das Miozän bei Büsbach, in Trichtern des Kalks, deren größter 60 m tief sein soll. Die Sande und Tone bei Brand können nach Holzapfel (18, Erl. zu Blatt Aachen, S. 40) ebenso

gut der Kreide als dem Tertiär angehören. Außerdem fand Kurtz (27) noch Reste der schlackigen Feuersteine, wie sie auf dem Plateau des Aachener Waldes verbreitet sind, bei Büsbach und Breinig. —

Rechts der Vicht wird die Zerstückelung des Gebiets durch junge Verwerfungen sichtbarer. Sie sind durch teilweise Entfernung der einstmals die Senken erfüllenden und sie dadurch unsichtbar machenden Sande und Kiese herauspräpariert, doch haben, zumindest stellenweise, die Bewegungen bis in die jüngste Zeit fortgedauert, so daß Horste und Gräben auch direkt, und nicht nur durch nachträgliche Ausräumung, sichtbar werden.

Das zwischen Stolberger und Hastenrather Graben stehen gebliebene Stück der Rumpffläche, der sogenannte Auer Horst (Blätter Stolberg und Eschweiler) ist verhältnismäßig hoch. Es ist der vierte der parallelen, nordwestlich gerichteten Streifen, der in der Höhe etwa dem zweiten entspricht. Infolge der Schmalheit und der großen Höhenunterschiede mit Vichttal und Hastenrather Graben wurde eine stärkere Ausräumung weniger widerstandsfähiger Schichten bewirkt, so daß sich über Mausbach—Fleuth nach Gressenich eine ähnliche Mulde zieht wie die bei Walheim. Nur ist sie noch tiefer und breiter als diese, und es ist bemerkenswert, daß auch die oberdevonen Sandsteine, sowie Frasne- und mitteldevone Kalke noch in der Senke selbst liegen, und die begrenzenden Rücken im Süden von Friesenrather Schichten, im Norden von den verschiedenen Stufen des Karbons gebildet werden. Die Ursache ist wohl die geringere Ausbildung der widerstandsfähigen Bänke des Sandsteins, so daß sie hier nicht als Rücken hervortreten. Dächte man sich diese, an der Wasserscheide schon etwa 40 m tiefe, über 1 km breite Vertiefung ausgefüllt bis in die Gegend von Krewinkel, so würde man zu einer obersten Stufe der Fußfläche in 295—300 m Höhe gelangen, zu der dann auch das nordwestlich der Senke bis 300 m ansteigende ebene Plateau zu rechnen wäre. —

Eine zweite Stufe von 280—285 m findet sich zwischen Hammerberg und Niederhof und beim Donnerberg, der als Härtling (Karbonkonglomerat) um ein weniges höher ist. Eine dritte Stufe in etwa 220 m Höhe liegt im Propsteier Wald jenseits der Inde. Diese Stufe ist verhältnismäßig niedrig. Hierdurch und auch wegen der tieferen Lage des Streifens links der Vicht erscheint der Auer Horst, auch von den westlichen Aussichtspunkten aus gesehen, besonders aber der 300 m hohe Rücken nördlich der Mulde und auch der Donnerberg mit seinem 120 m tiefen Abfall nach der Inde, sich hoch über seine Umgebung zu erheben. Dazu trägt noch bei, daß er von dieser durch die tiefen und breiten Täler von Vicht und Inde und von dem ohnehin bedeutend tieferen Osten durch den Hastenrather Graben losgelöst wird.

Landschaftlich schön kann man die Oberfläche des Auer Horstes wohl schwerlich nennen. Er ist im Süden dicht besiedelt und von Dörfern und Ackerland bedeckt. Der Karbonrücken mit großen Industrieanlagen (Diepenlinchen) ist teils Ödland, teils Wiesenland, teils auch bewaldet. Die 280 m-Stufe hat ein paar Einzelhöfe, Äcker und Weiden und reicht im Nordwesten schon in die Peripherie des Stolberg-Eschweiler Industriebezirks. Wenn auch nicht schön, so ist die Gegend doch äußerst charakteristisch. Scharf sind hier die parallelen Wellen ausgebildet, besonders eindrucksvoll bei der tiefen Mausbacher Mulde und dem Rücken von Diepenlinchen. Die nordöstliche Richtung ist deutlich ins Auge fallend, sowohl auf der Oberfläche des Horstes als auch am Gebirgsfuß, wo die bewaldete 320 m-Stufe jenseits der Mulde aufsteigt. Doch neben der nordöstlichen, dem Streichen entsprechenden Richtung, macht sich hier schon recht deutlich die nordwestliche, durch junge Vertikalbewegungen verursachte, bemerkbar, besonders in dem, in den Stolberger Graben eingeschnittenen, ziemlich breiten und tiefen Vichttal und dem Hastenrather Graben, die den Horst begrenzen. Zu beiden führen abgesunkene Staffeln hinunter, die am Vicht-

tal viel weniger deutlich sind als am Hastenrather Graben. Überhaupt wird, je weiter man nach Nordosten kommt, diese Richtung, die wir im westlichen Teil nur ganz untergeordnet antreffen — z. B. in einigen Tälchen, bei der Walhorner Kreide, bei der Brandenburger Verwerfung —, immer deutlicher.

Bei den jenseits des Hastenrather Grabens gelegenen Resten der Fußfläche, die eine noch ganz beträchtlich isoliertere Stellung haben wie der Auer Horst, kommen die parallelen Rücken kaum zur Ausbildung, und die tief nach Südosten ins Gebirge greifenden Einbrüche, die zwischen sich nur schmale Horste übrig lassen, bilden den herrschenden Zug.

Diese Horste selbst, die noch Reste der Fußfläche tragen, der kleine Nothberger Horst und der Horst von Weisweiler, lassen durch ihre tiefere Lage erkennen, daß auch sie abgesunkene Teile darstellen, die zum Gebirgsabbruch von Langerwehe—Jüngersdorf hinüberleiten. Überragt werden sie von den gleichfalls abgesunkenen Fortsetzungen der 320 m-Stufe. Auch bei diesen Resten der Fußfläche ist eine nordwestliche Stufenabdachung vorhanden. Beim Nothberger Horst (Blätter Stolberg und Eschweiler) ist die unterste Stufe nur durch einen 187 m Meereshöhe aufweisenden Härtling in Karbonkonglomerat vertreten, eine mittlere in 200—205 m Höhe ist gleichfalls nur schwach entwickelt, wahrscheinlich auch nur dank des widerstandsfähigen Karbonkonglomerats als Absatz erkennbar. Deutlich und über Karbon und Devon hinweggehend ist dagegen die oberste, ein fast ganz ebenes Plateau in 225 m Höhe, das von einer Kuppe im harten Karbonkonglomerat wiederum um einige Meter überragt wird. Ein vom Hastenrather Graben her eingreifendes Gehängetälchen in der Streichrichtung deutet eine in dieser sich entwickelnde Gliederung von Hoch und Tief erst eben an. Diese Stufe greift südlich Wenau noch ein in die bewaldeten Höhen rechts der Wehe. Sie liegt in gleicher Höhe wie die vom Auer Horst abgesunkene Staffel von

Gressenich und steht auch durch einen von Hamich nach Rott bei Gressenich führenden Rücken zwischen Wehe und Omerbach, der dieselbe Höhe erreicht, in direkter Verbindung mit dieser. Auf dem Plateau bei Hamich liegen diluviale einheimische Schotter, die nach Holzapfel (18) vorwiegend aus wenig gerollten karbonischen Sandsteinen und Konglomeraten bestehen, weder aus dem Gebiet des heutigen Oberlaufs der Omer noch aus dem der Wehe kommen können, sondern wahrscheinlich von Westen stammen. Jedenfalls wären sie nicht auf das Plateau hinauf gelangt, wenn zur Zeit ihrer Ablagerung der Hastenrather Graben schon als morphologische Senke bestanden hätte. Diese Schotter setzen sich in schmalem Streifen nach Nordosten fort, bis sie am Weisweiler Horst an einer Verwerfung abschneiden. Im ganzen senken sie sich um etwa 20 m. Zwischen Hamich und Heistern gehen sie ohne Höhenunterschied von Paläozoicum auf Miozän — also von Horst auf Graben — über. An der östlichen Randverwerfung des Bovenberger Grabens haben demnach nach ihrer Ablagerung noch Bewegungen stattgefunden, an der westlichen dagegen nicht, doch ist es möglich, daß ihre Unterlage mitsamt der Gressenicher Staffel nachträglich in eine tiefere Lage geriet.

Wir finden solche Schotter in geringen Resten wieder auf der obersten Stufe — eine untere ist nur schwach ausgeprägt — der Fußfläche des Weisweiler Horstes (Blätter Eschweiler und Düren), wo sie bei Rößlers Hof und an der kleinen Kapelle in 195—200 m Höhe auf Miozän liegen. Geologisch haben wir es hier schon mit einer Randstaffel des Horstes zu tun, auf der das Miozän liegt. Doch kommt diese morphologisch nicht zum Ausdruck, da das Tertiär die Höhenunterschiede völlig ausgleicht.

Es handelt sich hier offenbar wieder um Reste einer Verebnungsfläche, die über Paläozoicum und Tertiär hinwegging und, wie die Schotter zeigen, im Altdiluvium noch bestand. Die Schotter bei Hamich lassen auf eine

weitere Ausdehnung dieser Verebnungsfläche schließen, die mindestens über den Hastenrather Graben hinweg gereicht haben muß und wahrscheinlich die vom Auer Horst abgesunkene Gressenicher Staffel in sich begriff, während der Auer Horst möglicherweise schon damals etwas höher empor ragte. Auch die 220 m-Stufe rechts der Wehe muß hierher gerechnet werden, wenn sie auch infolge ihrer Bewaldung und durch das breite Tal von der Fußfläche getrennt, dem Gebirgsabfall anzugehören scheint.

Wir haben also an mehreren Stellen innerhalb der Fußfläche Reste junger Verebnungsflächen gefunden — einmal im Südwesten zwischen Aachener Wald und Venn, wo eine solche die obersten Stufen der über das Paläozoicum ziehenden Rumpffläche in sich begreift, über die Walhorner Kreide hinweggeht, ebenso über das Senon an der Geul-Wurm-Inde-Wasserscheide und in die Kreide des Aachener Waldes eingreift. Sie liegt höher wie die Mosperter Sande und geht an der eben genannten Wasserscheide über auf den nordöstlichen Teil der Fußfläche nordwestlich von Walheim. Sichere Spuren einer jungen Verebnungsfläche finden wir dann erst wieder jenseits des Auer Horstes auf den schon abgesunkenen Teilen der Fußfläche, dem Nothberger Horst und dem Horst von Weisweiler. Hier geht sie über Paläozoicum und Miozän, und die noch erhaltenen diluvialen Schotter lassen darauf schließen, daß sie im Altdiluvium bestand. Daß diese Verebnungsfläche über den Hastenrather Graben nach Westen reichte, ist anzunehmen. Doch ob sie mit der über die Kreide gehenden Verebnungsfläche zusammenhing und mit dieser gleichaltrig ist, ergibt sich nicht ohne weiteres. Wir müssen erst versuchen, ein genaueres Alter auch dieser westlichen Verebnungsfläche zu finden. Einstweilen läßt sich nur sagen, daß ihr Verhältnis zu den jedenfalls jungtertiären, vielleicht pliozänen Mosperter Sanden nicht einwandfrei festzustellen ist. Zwischen Eupen und Raeren kommen diese in ihrer Höhe vor, liegen aber weiter nördlich tiefer. Wie wir schon sahen, sind zwei Deutungen möglich: entweder

ging die Verebnungsfläche über die Mosperter Sande hinweg und ist jünger als diese, oder aber sie wurde durch die diese ablagernden Gewässer zerstört. Die Betrachtung der Täler, die ich aus diesem Grunde hier anschließen werde, scheint eher auf die erste dieser Deutungen hinzuweisen, einen strengen Beweis gegen die zweite liefert sie jedoch nicht. Es wäre, um zu einer einwandfreien Entscheidung zu gelangen, die Betrachtung der belgischen Teile der Fußfläche unerläßlich.

Die wichtigsten Flüsse der Fußfläche sind Vicht, Inde, Iterbach und Wehe, die ins Gebiet der Rur gehören. Die Täler der direkt in die Maas mündenden Weser (Vesdre) und des Geulbaches liegen leider größtenteils außerhalb der Reichsgrenzen und sind daher jetzt nicht zugänglich. Gerade ihre Betrachtung, besonders die des Geulbaches, würde aber wahrscheinlich wertvolle Gesichtspunkte liefern. Das Tal des Geulbaches zwischen Altenberg und Mecheln habe ich vor dem Krieg nur einmal flüchtig besucht. Über die Weser liegen wenigstens einige Untersuchungen über Terrassen vor. Nötig ist es, zuerst das Wurmtal zu betrachten, das zwar die Fußfläche nicht mehr berührt, aber morphologisch viel Ähnlichkeit mit deren Tälern besitzt; denn grade das Alter dieses Tales läßt sich genau bestimmen.

Allen Flüssen gemeinsam sind, im Verhältnis zu ihrer Wasserführung, sehr breite Täler mit relativ steilen Hängen und breitem, ebenem, lehmigem Talboden, in dem der Bach in zahlreichen Windungen, mit oft äußerst komplizierten kleinen Mäandern (Iterbach südlich von Nütheim!) etwa 1 m tief eingeschnitten ist. Die Quertalstrecken sind oft gewunden (Wurm, Inde), die Längstalstrecken geradlinig. Terrassen sind nur spärlich erhalten, sie wurden wohl bei der Ausbildung der breiten Talböden zerstört. — In der Fußfläche zeichnen sich besonders die Flüsse des Indesystems aus durch ihren eigentümlich rechtwinklig gebrochenen Lauf im Streichen der Schichten oder senkrecht dazu. Im letzteren Falle folgen sie oft einer Ver-

werfung wie z. B. die Inde der Münstergewand. Sie sind also bei ihrer Anlage von der Beschaffenheit der Rumpffläche beeinflußt worden.

Das Vicht-Inde-System zeigt im ganzen in seiner ausgesprochen nordöstlichen Richtung deutlich den Zug nach dem Rurtalgraben hin. Nicht beeinflußt dagegen sind die größeren Bäche durch die sekundären Grabeneinbrüche, die sich heute auch deutlich als morphologische Senken abheben.

So fließt die Wurm (Blätter Aachen und Herzogenrath) zwar aus dem hoch gelegenen Kreidegebiet in den Aachener Kessel, dann aber in die diesen im Norden abschließende Wand gradeswegs hinein. Sie fließt nun in vielfach gewundenem, schräg zum Streichen gerichteten Tal durch das Karbon. Dies Karbon bildet die Fortsetzung des Horstes von Verlautenheide, die aber morphologisch nicht als Horst erkennbar ist. Bei Herzogenrath tritt die Wurm ins Pliozän, das am Feldbiß, einer sehr bedeutenden Verwerfung, an der noch Bewegungen stattfinden (Erdbeben bei Herzogenrath), gegen das Karbon abgesunken ist. Wohl wird das Tal hier etwas breiter, ändert aber zunächst seinen Charakter — ziemlich steile Hänge, breiter Talboden — nur ganz wenig. Auf den Höhen beiderseits der Wurm, sowohl auf Karbon als auf Pliozän, breiten sich deckenförmig die Hauptterrassenschotter der Maas aus. Schotter lokaler Herkunft, die allenfalls von einer diluvialen Wurm abgelagert sein könnten, finden sich in der Gegend von Berensberg auf Karbon und bei Kohlscheid auf der Maashauptterrasse (Holzapfel, 18), sind also jünger als diese.

Das Einschneiden der Wurm kann demnach erst nach der Aufschüttung der Maashauptterrasse, die ja früher über das heutige Tal hinweg ging, eingesetzt haben, ebenso die Ausräumung, — wahrscheinlich auch noch weitere Einsenkung, — des Aachener Kessels, der zur Hauptterrassenzeit wohl noch von Kreide und Tertiär, das während des Einbruchs abgelagert wurde, erfüllt war.

Dafür spricht auch, daß keine Maasschotter darin zu finden sind, während sie doch bei Scherberg in etwa 190 m Höhe anstehen und an dieser Stelle auch von keiner höheren Schwelle nach dem Kessel hin begrenzt werden. Die im Kessel vorkommenden tertiären Kiese sind durchaus lokaler Natur, weder kommen sie östlich des Horstes von Verlautenheide vor, noch finden sich hier die dort so verbreiteten miozänen Ablagerungen (17, 18). So scheint also, denn wir haben ja schon die Mosperter Sande als dem südwestlichen Teil eigentümliche Bildungen kennen gelernt, sowohl die Aachener Senke als auch das ganze Gebiet südlich der Stadt im Jungtertiär von dem übrigen Gebiet durch eine Schranke getrennt gewesen zu sein.

Die Inde (Blätter Eupen, Rötgen, Stolberg, Eschweiler, Düren), bis zum Zusammenfluß mit der Vicht gewöhnlich Münsterbach genannt, fließt weder bei Brand in den Aachener Kessel noch bei Münsterbusch weiter nach Nordwesten in den Stolberger Graben, quert diesen vielmehr, — jedoch nicht an seiner tiefsten Stelle, — und durchbricht den Auer Horst. Ihr Tal hat steile, etwa 20 bis 50 m hohe Hänge. Sie ist in den Gerölle enthaltenden Lehm des breiten Talbodens etwas eingeschnitten und bildet zahlreiche kleine Mäander. An vielen Stellen deuten verlassene Schlingen auf öfteres Verlegen des Bachbettes, was bei Hochwasser jedenfalls heute noch häufig eintritt. Das gleiche ist auch bei andern Bächen der Fall. Die Aufschüttung des Talbodens ist im allgemeinen gering. Auffallend ist der Gegensatz des gewundenen Quertals bei Kornelimünster mit dem vollkommen gradlinigen Längstalstück unterhalb.

Terrassen sind wenig deutlich und spielen mit einer Ausnahme keine Rolle im Landschaftsbild. Diese Ausnahme ist eine sehr deutliche Terrasse unterhalb Steinebrück, die sich auf einer Länge von 2 km, nur von einigen ganz kleinen Tälchen unterbrochen, auf der rechten Talseite verfolgen läßt. Sie ist über 200 m breit und liegt in 245—240 m Höhe. Ihr Gefälle ist sehr gering, noch

geringer als das des heutigen Talbodens. Sie verläuft im Streichen und ist nur im Oberkarbon ausgebildet. Links, wo gleichfalls Oberkarbon ansteht, fehlt sie völlig. Im ganzen hat sich das Tal nach ihrer Ausbildung also um ein weniges, parallel seiner früheren Lage, nach Nordwesten verschoben; — unterhalb, zwischen Bocksmühle und Buschmühle, fand eine leichte Verschiebung nach Nordosten statt, wie die verschiedene Ausbildung der beiderseitigen Hänge erkennen läßt. — Noch an anderen Stellen sind, wenn auch morphologisch undeutlich, Terrassenreste in entsprechender Höhe. Auf einigen derselben bei Hahn, die noch relativ deutlich sind, fand Kurtz (27) Indegerölle 40 m über dem Fluß (280—284 m Meereshöhe). Schotterterrassen 40 m über dem Fluß sind bei Münsterbusch, und bei Weisweiler reichen solche bis 35 m relativer Höhe (Holzapfel, 18). Ein Zusammenhang zwischen diesen verschiedenen Resten in etwa entsprechenden Höhen, die z. T. räumlich weit auseinander liegen, ist nicht feststellbar. Ebensowenig, oder noch weniger ist das bei niedrigeren Terrassen der Fall. Bei Kornelimünster sind rechts und besonders links, wo die Eisenbahn läuft, Andeutungen von Felsterrassen etwa 20 m über der Inde. Westlich Büsbach hat Kurtz (27) Schotter 15 m über dem Fluß nachgewiesen, und unterhalb Stolberg finden sich solche in verschiedenen Höhen. Hier, besonders in der Gegend von Eschweiler, ist auch eine bis 5 m mächtige, die Sohle des Indetals ausfüllende Niederterrasse durch Bohrungen festgestellt (18). Diese Mächtigkeit deutet auf Bodenbewegungen während ihrer Ablagerung, wahrscheinlich jedoch nur innerhalb des Hastenrather Grabens, da außerhalb desselben, wenigstens oberhalb, die Aufschüttung des Talbodens nur unerheblich zu sein scheint.

Das Tal hat morphologisch genau den gleichen Charakter wie das Wurmtal. Die oberste, jedenfalls diluviale Terrasse liegt nur 10—20 m tiefer als die Fußfläche. Die Schotterablagerungen zwischen Eschweiler und Weisweiler sind jünger als die der Maas. Die obersten liegen

etwa 10 m tiefer als diese. Das Tal ist demnach wohl erst nach der Hauptterrassenzeit in die Fußfläche eingeschnitten, und zwar muß bei seiner Anlage eine einheitliche Fläche über Horste und Gräben hinweggegangen sein. Es fehlen auch in diesen Gräben die Maasschotter. Die Schotter bei Hamich und Heistern beweisen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung der Hastenrather Graben orographisch nicht bestand.

Das bedeutendste Tal ist das der Vicht (Blätter Rötgen und Stolberg). Es nimmt seine Entstehung am Gebirgsabfall in einem großen Ursprungstrichter, dessen größte Äste, Grotisbach, Schleebach und Dreilägerbach sich unterhalb Rötgen zur Vicht vereinigen. Die Quellbäche des Grotisbaches nehmen ihren Ursprung in 400 bis 450 m Höhe, die der andern schon 100 m höher. Es sind zuerst kleine Rinnsale, nur wenig in die Verwitterungstone des Kambriums eingeschnitten. Doch schon vor ihrer Vereinigung zur Vicht zeigen die Bäche wohlausgebildete, wenn auch noch nicht sehr tiefe V-förmige Täler. Bei den beiden im Streichen verlaufenden ist der nördliche Hang der steilere, beim Schleebach der östliche. Die kurze Quertalstrecke zwischen Struffelt und Rücken von Münsterbildchen ist 100 m tief eingeschnitten und zeigt ein nicht ganz symmetrisches V-förmiges Profil mit steilerem Osthang. Das ganze Tal ist unterhalb der Vereinigung der Quelläste bewaldet, Terrassen sind einwandfrei nicht festzustellen. Ein Talboden ist auch hier schon ausgebildet und zeigt Ablagerungen ziemlich grober Gerölle, zum Teil in Form von Schotterbänken. Die Ablagerungen sind nicht sehr mächtig, höchstens bis 3—5 m an einigen Stellen, meist jedoch viel weniger. Der Bach fließt häufig auf den Schichtköpfen des Anstehenden. Das gleiche ist der Fall weiter unterhalb, wo mit dem Verlassen der Vennstufe der Wald im Talboden aufhört. Oberhalb Rott und bei Mulartshütte lassen sich die Ablagerungen des Talbodens, unten ziemlich grobe, kantengerundete Gerölle, oben Lehm, gut beobachten. Von Mulartshütte bis Zweifall

ist das Tal ein Längstal. Es ist ganz gradlinig. Der sehr breite Wiesentalboden ist eben, die bewaldeten Hänge sind steil. Da das Tal hier am Fuß der 360 m-Stufe eingeschnitten ist, ist der Südhang bedeutend höher als der Nordhang. Unterhalb Zweifall, beim Übergang zum Quertal, erreicht der Talboden seine größte Breite von 200 bis 300 m, die bei Vicht etwas ab- dann aber wieder zunimmt. Die Hänge sind zunächst noch bewaldet, doch wird zwischen Vicht und Stolberg der Wald immer häufiger durch große Steinbrüche unterbrochen und schließlich ganz durch industrielle Anlagen und Wohnhäuser in und um Stolberg verdrängt. Die Hauptteile dieser wenig schönen Industriestadt erfüllen in einer Länge von mehreren Kilometern den Talboden. Da das Vichttal in seinem ganzen Lauf durch die Fußfläche, von Zweifall bis Stolberg, ein Quertal ist, ist dieses viel kürzer als das entsprechende, in der Fußfläche verlaufende, mehrfach gebrochene Talstück der Inde. Das Gefälle ist demnach stärker, das Tal viel tiefer eingeschnitten, und der wasserreichere Bach mäandert weniger. Doch ist mit den steilen Hängen, dem breiten, lehmigen Talboden der Talcharakter der gleiche.

Schotter in 70 m Höhe über dem Fluß hat Kurtz (27) bei Zweifall und Vicht gefunden. Terrassenreste 40 bis 50 m über dem Talboden sind bei Zweifall rechts, etwas unterhalb links erhalten. Im Quertal sind hochgelegene Felsterrassen einwandfrei nicht festzustellen wegen der Randverwerfungen des Stolberger Grabens. Andeutungen etwa 40 m über der Vicht findet man westlich des Dorfes Vicht und, wie schon erwähnt, östlich Büsbach (Bauschenberg). Reste niedrigerer Terrassen sind an verschiedenen Stellen. Bei und unterhalb Mulartshütte führt die Landstraße auf einer etwa 5 m über dem Talboden gelegenen Niederterrasse. Anderwärts sind Terrassenreste etwa 35 m über dem Fluß, am deutlichsten an der Mündung eines Nebentälchens im oberen Teile des Dorfes Vicht. Der Weg nach Fleuth führt an dieser Terrasse vorüber,

auf der sich auch Gerölle finden, — nach Kurtz (27) sind es echte Vichtgerölle.

Ein ähnlich bedeutendes Tal wie das Vichttal, innerhalb des Gebirges selbst dasselbe sogar an Bedeutung übertreffend, ist das der Wehe (Blätter Stolberg, Lendersdorf, Düren). Es quert nur die 225 m-Stufe der Fußfläche, durch seine Breite ein Stück derselben dem Gebirgsabfall zuweisend, so daß man es zwischen Wenau und Langerwehe als ungefähre Grenze nach dem Gebirge hin betrachten kann. Bis Schevenhütte ist das Tal ganz ins Kambrium eingeschnitten; es entsteht aus der Vereinigung der beiden bedeutenden Quellbäche, der Roten und der Weißen Wehe, die etwa dem Streichen folgen. Im Gegensatz zu den besprochenen, das Kambrium garnicht oder nur wenig berührenden Tälern, finden wir hier eine reiche Verästelung, die Nebentälchen greifen meist bis zu einer im Gelände deutlich feststellbaren Linie nach rückwärts. Jenseits erheben sich dann geschlossen, meist mit Gefällsknick, die massigen Formen der höheren Teile. Es läßt sich dies wohl durch die Zunahme der Quarzite in den unteren Teilen der Revin-Stufe erklären, aus denen die höchsten Erhebungen zusammengesetzt sind. Auch anderwärts am Nord- und Südabfall des Hohen Venns sehen wir ein ähnliches Haltmachen der Zertalung an einer bestimmten Linie. — Gleich unterhalb des Zusammenflusses beider Wehen sind am linken Hang schmale Schotterterrassen entwickelt in ungefähr 15 m relativer Höhe (18). Im Kambrium sind sowohl Talhänge als Talboden des Wehetals dicht bewaldet. Prinzipiell läßt sich über dasselbe nichts neues sagen.

Eine Verbindung zwischen dem südwestlichen und dem nordöstlichen Teil der Fußfläche wird durch das Iterbachtal (Blätter Eupen, Aachen, Stolberg) gegeben, das bedeutendste Nebental des Münsterbaches, das sich bei Kornelimünster mit demselben vereinigt. Wir haben das Tal dieses Baches und die eigenartigen Verhältnisse an der Brandenburger Verwerfung schon kennen gelernt,

wo er scheinbar in höheres Land hineinfließt. In Wirklichkeit benutzt er auch hier ein „Wellental", dessen Boden in 280 m Höhe immer noch 10—15 m tiefer liegt, als die begrenzenden Rücken und bald rechts, bald links des Tales in terrassenartigen Stücken erhalten ist. Auch das kleine, von Walheim kommende Durchbruchstälchen wird links von einem breiten Streifen in gleicher Höhe begleitet, der die allerdings auch an der Wasserscheide doch noch über 10 m tiefere Walheimer Mulde mit der des Iterbachs verbindet. Bei der Straße Walheim—Nütheim werden die Hänge des Tales viel sanfter und sind nicht mehr bewaldet. Das reizvollste Talstück, eines der anmutigsten des ganzen Gebiets, ist das oberhalb dieser Straße bis zur Brandenburger Verwerfung.

Der größte Fluß des südwestlichen Teiles, überhaupt des ganzen Gebietes, — wohl der einzige, der, wenigstens in Belgien, die Bezeichnung Fluß verdient, ist die Weser (Blätter Rötgen und Eupen). Sie erreicht schon kurz nach ihrem Austritt aus dem Gebirge die Reichsgrenze. Ihr fast durchgehends bewaldeter Oberlauf folgt unterhalb Rötgen zunächst dem Schichtstreichen. Das breite, tiefe Tal ist zwischen der 500- und der 450 m-Stufe eingeschnitten. Das Gekriech ist an den Hängen, besonders links, sehr stark ausgebildet, und große Blöcke gelangen ins Bachbett. Bis unterhalb der Vereinigung mit dem Getzbach bleibt der Charakter derselbe, ähnlich wie bei der oberen Vicht. Dann weicht, ebenso wie bei der Vicht auch, mit dem Betreten der Salmschichten der Wald von dem breiter werdenden Talboden.

Reste hochgelegener Terrassen scheinen in dem oberen Längstalstück vorhanden zu sein. Bei Langesthal finden sich Schotterterrassen (Holzapfel, 19) eine obere 25 m über dem Fluß und noch zwei tiefere. In Belgien werden die Terrassen stellenweise sehr deutlich und sind auch morphologisch sehr gut ausgebildet. Es finden sich nach Renier (36—39) besonders zwei Gruppen, eine obere um rund 80 m und eine untere um rund 40 m über dem

Fluß. Dazu kommt noch eine schlecht entwickelte dritte. Diese Terrassen lassen sich auch in die größeren Nebentäler verfolgen und entsprechen nach Kraentzel (38) denen der Maas. Die relativen Höhen sind also gut vergleichbar mit denen der offenbar viel schlechter entwickelten Vichtterrassen.

Auffallend ist, daß, wie bereits erwähnt, die bedeutendsten Quellbäche der Weser in einer Art hydrographischen Knotens bei Eupen zusammen strömen, um nach der Vereinigung etwa rechtwinklig zur alten Richtung weiterzufließen. Ähnlich wie die Anlage des Vicht-Inde-Systems durch die Vertiefung des Rurtalgrabens im Nordosten scheint die Richtung des Wesertals unterhalb Eupen durch das Einschneiden der Maas im Südwesten beeinflußt zu sein, so daß innerhalb der Fußfläche die Bildung der heutigen Täler erst im Diluvium einsetzt.

Von rechts erhält die Weser nur einen unbedeutenden Zufluß, den Haasbach, der oberhalb Eupen den Gebirgsfuß begleitet und unterhalb nach einem kurzen Quertalstück eine Strecke weit in fast der gleichen südwestlichen Richtung der Weser parallel fließt.

Einen eigentümlichen Verlauf nimmt das nur in seinen obersten Teilen der Fußfläche angehörende Tal des Geulbaches (Blatt Aachen). Dieser Bach fließt oberhalb Moresnet in fast von Ost nach West gerichtetem Tal am Südfuß der Kreidehügel entlang in zahlreichen, bald im Streichen bald senkrecht dazu verlaufenden Windungen. Im Großen ist seine Richtung schräg zum Streichen und nicht durch die Beschaffenheit der Rumpffläche beeinflußt. Er ist jedenfalls auf dem in die Kreide eingreifenden Teil der dritten Verebnungsfläche angelegt, der demnach im Altdiluvium noch erhalten war. Hierdurch wird die Annahme gestützt, daß diese Verebnungsfläche jünger ist als die Mosperter Sande. Die Grenze des Senons wurde durch den Geulbach nach Norden verschoben, und nur in unbedeutenden Resten ist links von ihm noch Kreideton erhalten. Der Ursprungstrichter, der noch ganz im Aachener

Sand liegt, — die Quellen kommen über dem Ton an dessen Basis zum Vorschein, — hat ziemlich steile Hänge. Außer im Quellgebiet ist der Bach auf deutschem Boden überall ins Paläozoicum eingeschnitten, erst in Holland, wo das alte Gebirge viel tiefer liegt, fließt er wieder in Kreide, schließlich in Tertiär. Unterhalb Hauset wird der Talboden breit, und der Charakter des Tales wird allmählich mit den zuerst noch niedrigen, steilen Hängen ähnlich wie bei der Inde. Bei Moresnet vereinigt er sich mit dem Lontzener Bach, dessen kurzer Lauf mehrfachen Wechsel zwischen Längs- und Quertalstrecken aufweist, und dessen Unterlauf dem Oberlauf in umgekehrter Richtung parallel fließt. Nach der Vereinigung fließt die Geul in nordwestlicher Richtung in die sich ihr kulissenartig immer mehr nähernden Kreidehöhen hinein, die sie über 100 m überragen und um mehr als 50 m höher sind als ihr Quellgebiet (Aachener Wald und Höhen von Henri-Chapelle und Clermont über 350 m). Das Geultal ist also ein Durchbruchstal, dessen Entstehung noch nicht geklärt ist. Die Dimensionen des Tales im Kreidegebiet erscheinen zu beträchtlich für den heutigen Bach. Dies Mißverhältnis ist beim Lauf oberhalb Hergenrath nicht vorhanden. Durch Rückwärtserosion des heutigen Baches ist das Tal kaum zu erklären. Wohl ist es denkbar, daß, als die junge Verebnungsfläche noch unversehrt war, und vielleicht schon vorher, eine möglicherweise zur Zeit der zweiten, jetzt in 360 m Höhe liegenden Verebnungsfläche angelegte Hauptentwässerungsrichtung vom Gebirge her in nordwestlicher Richtung vorhanden war, und daß der Teil des Geultals unterhalb Moresnet ein Rest davon ist. Die Terrassen an den Hängen des Aachener Waldes gestatten gleichfalls eine derartige Annahme, da sie im ganzen der Verebnungsfläche entsprechen und ihre Höhen in der Richtung des Geultals abnehmen. Eine zweite Entwässerungsader, — hieran lassen die nördlich den Aachener Wald begleitenden Terrassen denken, — mag dem auffallend breiten Tal des Senser Baches gefolgt sein, dem nach oben ein Talschluß fehlt.

Die Entwicklung des heutigen Flußnetzes innerhalb der Fußfläche fällt also allem Anschein nach in die Zeit nach der Maashauptterrasse. Die bei Eupen sich vereinigenden Quellflüsse der Weser und das Geultal unterhalb Moresnet stellen vielleicht Reste eines einst zusammengehörenden Talsystems dar, wobei allerdings Spuren des fehlenden Verbindungsstücks zwischen Eupen und Hergenrath schwerlich nachweisbar sein dürften.

Für eine Talbildung erst innerhalb des Diluviums, sowohl im nordöstlichen als auch im südwestlichen Teil der Fußfläche sprechen auch: die im Nordosten auf dem Plateau selbst erhaltenen Schotterreste, die wenigen vorhandenen Terrassen und die Talformen. Die Täler sind angelegt auf einer jungen Verebnungsfläche, deren Alter im Nordosten mit Hilfe der diluvialen Schotter annähernd bestimmbar ist, und die auch im Südwesten zur Zeit der Maashauptterrasse noch bestanden haben muß. Diese junge Verebnung am Fuß des Hohen Venns, die im Norden von senonen Höhen überragt wird, wird sich wohl noch nach Belgien hinein fortsetzen. Doch selbst wenn das der Fall ist, hat sie vermutlich nur lokale Bedeutung.

Die Entwicklung dieser dritten Verebnungsfläche aus der präoligozänen über die jetzige 360 m-Fläche ist, besonders im Südwesten, wo wenig jüngere Ablagerungen vorhanden sind, nicht genau zu verfolgen. Die Hauptzerstörung der präoligozänen oder altmiozänen Oberfläche fand im Nordosten im mittleren Miozän statt, doch kann trotzdem eine ziemlich ebene Fläche durch stärkere Aufschüttung in den absinkenden nordwestlichen Teilen und den Gräben fortbestanden haben, wozu vielleicht noch eine gleichzeitige Abtragung der lockeren tertiären Kiese von den Horsten hinzutrat. Diese junge Verebnungsfläche am Gebirgsfuß ging im Norden jedenfalls über in die im Vorland heute noch unter der Decke der Maasschotter vorhandene, die ganz analog über Kreide, über Horste paläozoischer Gesteine und über mit Tertiär

erfüllte Gräben hinweg zieht. Sie war also zur Zeit der Ablagerung der Maashauptterrasse noch vorhanden, ist aber etwas älter als diese. Ihre Entstehung verdankt sie wohl der Maas, deren Nebenflüsse die Verebnung am Gebirgsfuß geschaffen haben mögen. Hierbei ist es wohl möglich, daß zwischen den südwestlichen und den nordöstlichen heute 80—90 m tiefer liegenden Teilen schon damals ein Höhenunterschied bestand.

Wie wir schon sahen, liegen die ältesten nachweisbaren Talböden der heutigen Flüsse etwa 10—20 m tiefer als die Fußfläche. Wir können uns demnach vorstellen, daß in damaliger Zeit, als die Zerstörung der jungen Verebnungsfläche erst einsetzte, das Landschaftsbild noch viel eintöniger war als heute. Die parallelen Bodenwellen waren wohl kaum angedeutet, und nur ganz flache, kaum merkliche Schwellen trennten die Täler voneinander. Auch die Grabensenken waren noch nicht sichtbar, die westlichen Teile waren wohl über Propsteier Wald (Blatt Eschweiler) und die Staffel von Gressenich (Blatt Stolberg) mit den östlichen verbunden. Vielleicht erschien von Westen her der Auer Horst schon als etwas deutlichere Schwelle und ragte noch mehr über die östlicheren Teile empor. Die Schotter auf dem Plateau östlich von Hamich und auf dem Weisweiler Horst stellen vielleicht Reste einer größeren Schotterdecke dar, die, z. T. mit einer Unterlage von Miozän, den ganzen östlichen Teil verhüllte und beim Absinken desselben entstanden sein mag.

Die ältesten Talböden scheinen etwas nach der Hauptterrassenzeit entstanden zu sein, die ältesten lokalen Schotter sind im allgemeinen jünger als die Maasschotter und liegen, wenn sie an gleichen Stellen vorkommen, auf denselben. Die unter der Hauptterrasse liegende junge Verebnungsfläche war also im Vergleich zu der innerhalb der Fußfläche liegenden in eine relativ tiefere Lage geraten. Diese Bewegung mag die erste Anlage der heutigen Täler verursacht haben. Die Hebung pflanzte sich im Westen, wie die in die Hauptterrasse eingeschnittenen Täler des

Vorlandes vermuten lassen, noch weiter nach Norden fort, wo sie aber in ihrem Ausmaß hinter der innerhalb des Gebirges und der Fußfläche zurückblieb, so daß die junge Verebnungsfläche innerhalb der Fußfläche verhältnismäßig hoch liegt.

Im Osten sank der Rurtalgraben weiter ein und beeinflußte dadurch die Richtung des Indetals, das sich zwischen Stolberg und Weisweiler zum Randtal entwickelte und, guirlandenartig vom Auer Horst zum Weisweiler Horst ziehend, das große Senkungsgebiet des Hastenrather und Bovenberger Grabens nach Norden abgrenzt.

Daß die Hebung sich seit dem Oligozän immer weiter nach Norden schob, — mit einer Schwankung zur Zeit der Mosperter Sande, — geht auch aus Art und Verbreitung der tertiären Ablagerungen hervor. Diese Verschiebung, durch die ehemals dem Vorland angehörende Teile dem Gebirge angegliedert werden, ist schematisch in den Profilen über die Entwicklungsgeschichte dargestellt (Tafel III).

Die Oberfläche des der Fußfläche angehörenden Paläozoicums dacht sich, wie wir sahen, nach Nordwesten ab. Diese Stufenabdachung bestand, wie die Walhorner Kreide zeigt, im Westen sicher vor Anlage der dritten Verebnungsfläche. Im Osten werden wohl ähnlich die tieferen Stufen durch lockere Ablagerungen verhüllt gewesen sein, vielleicht durch eine zusammenhängende Decke von Miozän, das ja stellenweise noch in Resten vorhanden ist, so daß wohl auch hier nur die oberste Stufe der Fußfläche der eigentlichen Verebnungsfläche zuzurechnen ist. Bei der Fastebene von Breinig (Blatt Stolberg) kann man das um so eher annehmen, als ihre Höhenlage nur sehr wenig niedriger ist, als die der sicheren Reste der Verebnungsfläche weiter im Westen. Beim Auer Horst läßt sich ein solcher Grund nicht anführen, und die Zurechnung seiner obersten Stufe zur Verebnungsfläche wäre rein hypothetisch, besonders da die von ihm abgesunkene Gressenicher Staffel und die Stufe des Prop-

steier Waldes die gleiche Höhe haben wie die im Osten folgenden tiefer liegenden Teile der Verebnungsfläche.

Die Fußfläche setzt sich also zusammen aus erhaltenen Teilen der jungen Verebnungsfläche und aus, durch deren Zerstörung wieder herauspräparierten, tieferen Stufen der älteren Rumpffläche, die im Südwesten zum Teil der präsenonen Oberfläche entsprechen. Die junge Verebnungsfläche wurde, besonders im Nordosten von noch jüngeren Störungen betroffen. Es ergibt sich dies einmal aus dem staffelförmigen Absinken nach dem Rurtalgraben hin, dann daraus, daß bei Heistern diluviale Schotter an einer Verwerfung abschneiden. Auch bei der Betrachtung der Gräben werden wir Anhaltspunkte für junge Bewegungen finden. Vergleicht man die Höhenlage der obersten, allein der Verebnungsfläche angehörenden Stufe der Fußfläche mit der Verebnungsfläche unter den Maasschottern des Vorlandes, so ergibt sich als wahrscheinlich, daß, zum mindesten in den nordöstlichen Teilen, die Stufenabdachung nach Nordwesten noch durch relative Hebung des Gebirges seit dem Altdiluvium verstärkt wurde. Diese Bewegungen, besonders wohl weiteres Einsinken des Rurtalgrabens, führten das Einschneiden der heutigen Flüsse herbei, die die Fläche zerstören. Auch unter dem Kreidegebiet und den tertiären und quartären Aufschüttungen des Vorlandes setzt sich die Stufenabdachung, die hier wohl auf tektonischen Vorgängen beruht, weiter fort. Sie wird sowohl innerhalb der Fußfläche als auch am Gebirgsabfall noch deutlicher sichtbar da, wo sich an ihrem Fuß Täler gebildet haben. Dies ist sehr häufig der Fall, so an allen Längstalstrecken von Vicht, Inde und Weser, derart, daß stets der südöstliche Hang viel höher ist als der nordwestliche. Dieser Höhenunterschied ist oft recht beträchtlich, besonders im Gebirge. Bei der Vicht beträgt er bei Mulartshütte 40 m, bei der Weser südlich Forsthaus Mospert noch mehr. Sehr auffallend ist er beim Durchbruch der Inde durch den Auer Horst (Donnerberg 286 m, Propsteier Wald 225 m).

IV. Die randlichen Einbrüche.

Die die nördlichsten Teile der Fußfläche bildenden Horste dachen sich, besonders an den Enden, steil zu den zwischen ihnen liegenden Senken ab. Diese Abdachung erfolgt bisweilen in Staffeln. Nach Südosten klingen die Gräben dagegen allmählich nach der Fußfläche hin aus, und die Horste heben sich dann nicht mehr ab. So steigt man von der 260 m-Stufe der Fußfläche bei Brand in den Aachener Kessel treppenförmig, doch ganz allmählich bis etwa 150 m Meereshöhe hinab, während der Horst von Verlautenheide sich auf der gleichen Strecke in auf- und absteigenden Wellen nur bis etwa 240 m erniedrigt und mit dem Kaninsberg bei Haaren die Senke um 90 m überragt. Die südwestlich die Senken begrenzenden Höhen sind stets höher als die nordöstlichen. In allen Gräben finden wir Bäche, die hart am Fuße der östlichen Horste fließen, während im Westen niemals Täler vorhanden sind. Es sind dies die Wurm im Aachener Kessel, der Saubach im Stolberger, der Omerbach im Hastenrather Graben. Und auch an der Westseite des Horstes von Weisweiler zeigt ein kleiner Bach genau das gleiche Verhalten. Dies deutet darauf hin, daß während der Talbildung das Absinken nach dem Rurtalgraben hin noch angedauert hat. Beweisend für junge Bewegungen am Ostrand der Gräben ist ja auch das Verhalten des Diluviums bei Heistern. — Wir sahen bei Betrachtung der Fußfläche, daß im Altdiluvium die Gräben morphologisch als Senken nicht bestanden. Die während des Diluviums stattfindenden Bewegungen deuten nun darauf hin, daß die heutigen, in der Landschaft sehr auffallenden, den Gräben entsprechenden Vertiefungen nicht nur infolge von Ausräumung durch die Flüsse sichtbar geworden sind, sondern daß bei ihrer Entstehung die jungen tektonischen Vorgänge mitgespielt haben.

Der Aachener Kessel (Blätter Aachen und Herzogenrath) weist dem Stolberger und dem Hastenrather

Graben gegenüber mancherlei Eigentümlichkeiten auf. Während diese nach Nordwesten allmählich ins Vorland übergehen, ist der Aachener Kessel durch eine westöstlich verlaufende, etwa 50 m hohe Wand von Oberkarbon abgeschlossen, in die die Wurm hineinfließt. Im Westen umgeben ihn die Kreidehöhen, von denen losgelöst sich der von Nordwesten nach Südosten langgestreckte, schmale Rücken des aus Untersenon bestehenden Lousbergs und des sich daran schließenden Wingertsbergs mitten aus dem Kessel mit steilen Hängen erhebt und seine Umgebung um 100 m überragt. Hingeschmiegt an seinen Südfuß und sich anlehnend an die Kreidehügel im Süden und Westen, die sich zungenförmig in den Kessel vorschieben, liegt die Stadt Aachen. Die Tektonik des Aachener Kessels ist ziemlich kompliziert und noch nicht völlig geklärt. Ob am Fuße der nördlichen Umrandung ein streichender Bruch verläuft, die Senke also einem Kesselbruch entspricht, läßt sich nach Holzapfel (18) der Lehmdecke wegen nicht feststellen. Hier ist der Höhenunterschied zwischen den begrenzenden Horsten besonders groß, erreicht doch der Aachener Wald im Südwesten fast 360 m, der Horst von Verlautenheide im Nordosten ist mehr als 100 m niedriger. Nach Südosten reicht der Kessel etwa bis zu einer Höhe von 260 m bei Brand. Hier läßt sich deutlich beobachten, wie die ihn im Südwesten und Nordosten abschließenden Höhenzüge in die Fußfläche übergehen, die Kreide (allerdings nicht die höchsten Erhebungen des Aachener Waldes) bei Hidtfeld und Lichtenbusch und der Horst von Verlautenheide in der Gegend von Büsbach. Die Abdachung nach Aachen erfolgt in Stufen, die jedoch nur schwach zur Geltung kommen. Die erste Stufe ist noch am besten entwickelt. Sie dacht sich von 245 m bei Grauenhof um etwa 20 m nach Nordosten ab bis zur Eisenbahn südlich Eilendorf. Sie ist nur infolge eines im Streichen verlaufenden Tälchens herauspräpariert und ist in Form einer Bodenwelle ausgebildet. Die nächste Stufe liegt etwa 20 m tiefer und ist nur in geringer Ausdehnung

vorhanden. Es folgt noch eine Stufe bei Forst in etwas über 200 m Höhe. Ob und wie diese beiden letzten Stufen sich nach Nordosten fortsetzen, ist der Bebauung und der ausgedehnten Bahnanlagen wegen schwer zu sagen. Die Abdachung innerhalb der Senke richtet sich, wie bei allen Gräben, außer nach Nordwesten auch noch nach Nordosten. Der tiefste Teil ist, abgesehen vom Wurmtal selbst, eine ebene Fläche zwischen Haaren und Bahnhof Cölntor in rund 150 m Höhe. Das den Kessel im Norden abschließende Plateau erreicht fast 200 m.

Der Stolberger Graben (Blätter Stolberg, Eschweiler, Herzogenrath, Aachen) tritt an Ausdehnung bedeutend hinter den Aachener Kessel zurück. Auch seine absolute und relative Tiefe ist geringer. Der Betrag der Einsenkung beläuft sich dem Horst von Verlautenheide gegenüber auf etwas über 70 m, und der Propsteier Wald überragt ihn um knapp 50 m. Von der tiefsten Stelle nördlich der Bahn Aachen—Stolberg steigt man nach dem Vorland um etwa 20 m. Vom Dorfe Weiden aus erscheint er wie eine langgestreckte, nach Norden offene, sonst von niedrigen Höhenzügen umrahmte ovale Senke. Die Abdachung vom Horst von Verlautenheide her wird durch Tälchen, die nach dem Saubach ziehen, in sich nach Nordosten erniedrigende Zungen gegliedert, die höchste zieht links der Inde entlang, von den folgenden ist immer die nordwärts gelegene niedriger, bis auf die letzte, die wieder ein wenig ansteigt. Die Inde quert den Graben am Fuß der Staffel von Münsterbusch, die, besonders im Vergleich zu den nördlichen Teilen, nur wenig abgesunken ist. Der Saubach fließt ihr von Norden her zu. Während die Staffel von Münsterbusch, die in ihren höchsten Teilen der 260 m-Stufe der Fußfläche angehört, aus Karbon besteht, mit geringen Resten von Miozän und Diluvium auf den tieferen Teilen, finden wir links des Indetals, das selbst jedoch im Paläozoicum eingeschnitten ist, ausschließlich miozäne Sande, geringe Reste diluvialer einheimischer Schotter und eine alles verhüllende Decke von Lehm. —

Die Besiedelung des Stolberger Grabens ist außer in den südlichsten Teilen sehr gering. Zum Teil ist er bewaldet, besonders im Süden links der Inde, dazwischen ist etwas Wiesenland, und im Norden nach dem Vorland zu herrscht Ackerbau.

Zwischen dem Auer Horst und dem von Weisweiler greift ein großes Senkungsgebiet (Blätter Stolberg, Eschweiler, Lendersdorf, Düren) nach Südwesten ein, durch den kleinen Nothberger Horst gegliedert in einen südwestlichen und einen nordöstlichen Teil, den Hastenrather und den Bovenberger Graben, die rechts des das Senkungsgebiet im Norden begrenzenden Indetals in Zusammenhang miteinander stehen und nördlich dieses Tals durch dessen linken Hang gemeinsam vom Vorland abgegrenzt werden. Das Vorland erreicht bei Dürwiß über 160 m Höhe. Der Hastenrather Graben steigt von etwa 140 m, (die breite Sohle des Indetals liegt noch etwa 10 m tiefer), bei Eschweiler bis etwa 190 m westlich Hamich. Der Nothberger Graben beginnt bei Hücheln mit rund 130 m (Inde 120 m) und endigt mit 180 m Höhe bei Heistern. Um rund 100 m wird der Hastenrather Graben überragt vom Auer Horst. Eine tiefere Staffel, auf der Gressenich liegt und die höchsten Häuser von Werth, unterbricht den an sich sanften Abfall. Von dieser Staffel ziehen sich, ähnlich wie im Stolberger Graben, Zungen nach dem Nothberger Horst, der sich steil erhebt, doch nur 40 m über den unmittelbar an seinem Fuß fließenden Omerbach bis zur Höhe der Gressenicher Staffel aufsteigt. Der Steilhang ist bewaldet. Mehrere Dörfer liegen in diesem sonst mit Äckern bedeckten, langgestreckten schmalen Graben. — Ähnlich, nur in kleinerem Maßstab, sind die Verhältnisse beim Bovenberger Graben, über den sich der bewaldete Steilhang des Weisweiler Horstes erhebt, der sich, ungleich dem Nothberger Horst, bis hart an die Inde erstreckt. — Ähnlich wie der Stolberger Graben ist auch dieses Senkungsgebiet meist von jüngeren Ablagerungen erfüllt, nur nehmen die diluvialen Schotter etwas mehr

Raum ein. — Einen guten Überblick hat man in der Nähe der Grube „Zukunft“ vom Fahrweg Dürwiß—Weisweiler. Hier sieht man, wie nordwestlich gerichtete Gräben eingreifen in die nordostwärts ziehende Fußfläche, die hier nur noch in Resten erhalten ist. Darüber erhebt sich das Gebirge, in dem die Nordost-Richtung durch die jungen Einbrüche noch nicht zerstört ist.

V. Das Kreidegebiet.

Das Kreidegebiet, die Fortsetzung des Belgisch-Limburgischen Tafellandes, gehört nicht mehr dem Abfall des Rheinischen Schiefergebirges an, sondern schiebt sich als ein neues Element zwischen dieses und das Vorland. Wenn ich nun trotzdem kurz darauf eingehe, so geschieht das einmal, weil ja, wie wir sahen, die junge Verebnungsfläche in die Kreide eingreift; dann bildet diese Kreide die westliche Umrahmung des Aachener Kessels und ist — ähnlich wie die Umrandungen der andern Gräben — als Horst aufzufassen (21). Dazu kommt noch, daß die vielumstrittenen Feuer- oder vielmehr Hornsteinmassen auf dem Plateau des Aachener Waldes entwicklungsgeschichtlich wahrscheinlich eine wichtige, wenn auch leider noch nicht aufgeklärte Rolle für unser Gebiet spielen.

Die das Kreidegebiet zusammensetzenden Ablagerungen sind senone Sande, Mergel und Kalke. Die Tektonik (18) ist, besonders da sich in den untersenonen Sanden Verwerfungen nur schwer beobachten lassen, noch nicht völlig geklärt. Eine über Richterich nach Nordwesten verlaufende Störung bezeichnet nach Holzapfel (17, S. 189) „das Ostufer des Kreidemeers, das sich nach und nach vertiefte“. Diese Störung verläuft nach W. C. Klein (21) weiter nach Südosten am Lousberg entlang nach Forst, wo sie wahrscheinlich ausklingt. Das ganze Gebiet nordöstlich dieser Linie bildete, wie schon erwähnt, eine sich nach Nordwesten ins Kreidemeer vorstreckende Halbinsel und sank erst in jungtertiärer, bzw. diluvialer

Zeit (Holzapfel, 18, S. 189), so daß „die Stadt Aachen tektonisch auf einer Senke der Kreidezeit, dagegen auf einem Horst der jüngeren Tertiärzeit“ liegt. Dieser Horst ist, da die absinkende Bewegung des ganzen nordöstlich gelegenen Gebietes nach dem Rurtalgraben hin sich ins Diluvium fortsetzte und die Maashauptterrasse noch mitbetroffen hat, auch morphologisch erkennbar und zwar längs der Linie Horbach—Richterich, wo er sich mit deutlichem Gefällsknick abhebt. In diesen Horst, nahe an seinem nordöstlichen Rande und diesem parallel verlaufend, ist nun wieder eine Senke eingebrochen, wodurch Schichten des Obersenon, meist Mergel und Kalke, in ziemlicher Ausdehnung erhalten sind. Die nordöstliche Verwerfung, an der das Obersenon eingesunken ist, verläuft über Bocholtz und Laurensberg und südwestlich am Lousberg vorbei, der demnach zwischen zwei parallelen Verwerfungen herauspräpariert ist. Die südwestliche Störungszone, die das gesunkene Gebiet begrenzt, verläuft im Tal des Senser Baches. Das Kreidegebiet nordöstlich dieses Baches stellt im ganzen eine abgesunkene Staffel des sogenannten Limburgischen „Kreidemassivs“ dar, das nach W. C. Klein (21) auch im Nordwesten von einer über Croubeek und Valkenburg verlaufenden Störung begrenzt wird. Verhält sich also tektonisch dieses „Kreidemassiv“ ähnlich wie die weiter östlich gelegenen Horste, so stellt es doch morphologisch, da es aus flach lagernden Sanden, Mergeln und Kalken besteht, ein Gebiet für sich dar. Hierbei muß man wieder wegen der verschiedenen Höhenlage und der Gesteinsunterschiede zwischen dem abgesunkenen, meist aus obersenonen Mergeln und Kalken bestehenden Gebiete und dem Aachener Wald mit seinen durchaus vorherrschenden untersenonen Sanden unterscheiden. Zwischen beiden liegt das breite, tiefe, unsymmetrische Tal des Senser Baches.

Das Gebiet der Mergel und Kalke (Blätter Aachen und Herzogenrath) bildet eine seltsam eintönige, öde, fahle Landschaft mit ganz sanft geschwungenen, ein-

fachen Linien. Durchzogen — fast könnte man sagen zerstückelt — und begrenzt wird sie von unsymmetrischen Tälchen, die ihre Steilhänge auf den östlichen und nördlichen Seiten haben, wodurch der Schein erweckt wird, als sei diese Landschaft aus windschief gestellten Schollen zusammengesetzt. Die nördlichste auf deutschem Boden und die größte, die die ganze Breite des Streifens einnimmt, wäre der Schneeberg (254 m), der sich nach Nordwesten und Nordosten sanft abdacht und schroff mit 70 bis 80 m hohem Steilhang nach dem Senser Bach abstürzt. Er überragt steil eine niedrigere (235 m), aber sonst ähnliche, südöstlich gelegene „Scholle" zwischen Senser Bach und Seffenter Bach, und jenseits dieses erhebt sich eine dritte, noch niedrigere (220 m), die sich wiederum sanft nach Nordosten und steil nach Südwesten und Nordwesten abdacht. Dieses wenig gegliederte Hügelland wird von Äckern bedeckt, die so reichlich mit hellen Mergelbrocken durchsetzt sind, daß dadurch im Frühling, wenn die Vegetation noch unentwickelt ist, die Landschaft ganz fahl aussieht. Etwas Nadelgehölz auf dem Schneeberg und dem Hang nach dem Senser Bach vermindern dann nicht den Eindruck der Öde. Dies Gebiet erhebt sich im Nordosten nur wenig über das Vorland, fällt jedoch mit bis fast 90 m hohem Steilhang nach dem Senser Bach ab.

Zwischen dem rechten Steilufer des Senser Baches und dem Aachener Wald liegt auf der linken Talseite eine breite, sich nach Nordwesten abdachende Terrasse, gegenüber dem Schneeberg 160—180 m hoch, in der von Vylen an noch ein Bach eingeschnitten ist. Die Terrasse ist mit Kulturland bedeckt und mehrere Dörfer liegen darauf. Zwischen ihr, die sich nach oben nicht verschmälert, und dem Aachener Kessel vermittelt eine kaum merkliche Schwelle, über die die Straße von Vaals nach Aachen führt. Nur diese unbedeutende Schwelle schließt das Tal nach oben ab, das wie ein breiter Korridor zwischen dem Mergelgebiet und dem Aachener Wald vom Aachener Kessel her nach Nordwesten führt.

Die Terrasse liegt schon im Untersenon und zwar in dessen oberer Abteilung, den Vaalser Sanden. Über diese, bei Vaals etwa 200 m erreichende Terrasse, erhebt sich bis 320 m die holländische Fortsetzung des Aachener Waldes (Blatt Aachen), der hauptsächlich aus Untersenon besteht. Morphologisch spielt das nur in Resten erhaltene Obersenon hier gar keine Rolle, wohl aber die zu Steilabstürzen neigenden Vaalser Sande, die die höheren Teile bilden. Durch diese Steilabstürze und auch durch seine Höhe (über 350 m — bis fast 200 m über der Rumpffläche im Aachener Kessel) hebt sich der Aachener Wald um so schärfer aus dem Acker- und Wiesenland seiner Umgebung ab. Die ungefalteten Schichten fallen mit ihrer Unterlage nach Nordwesten und Nordosten ein. Sie sind von teilweise tiefen Erosionstälern mit V-förmigem Querschnitt, die dem Gebiet der Wurm oder der Geul angehören, mannigfach zerschnitten. Die Oberfläche ist ein fast völlig ebenes Plateau, das sich in Stufen, vermutlich tektonischen Ursprungs, deren Höhenunterschiede nur gering sind, nach Nordwesten abdacht. Die höchsten Teile liegen im Süden der Stadt Aachen, Brandenberg, Aussichtsturm, Klausberg. Sie bilden eine, durch die Erosion in drei Zipfel aufgelöste, ebene Fläche von ganz gleicher Höhe, 355—358 m, also fast der 360 m-Stufe am Vennabfall entsprechend. (Jenseits der Geul, zwischen Henri-Chapelle und Clermont, erreicht das belgische Kreideplateau etwa gleiche Höhe. Es setzt sich im Herveland fort, wird aber nach Westen immer niedriger.) Nordwestlich, jenseits der Bahn Aachen—Herbesthal, folgt die ausgedehnte Plateaufläche des Preußberges in 340 m Höhe, dann nördlich von diesem der „Friedrich“ und auf holländischem Gebiet der gleich hohe, „höchste Berg der Niederlande“, der Vierländerblick mit dem Wilhelminaturm in 320 m Höhe. Dann folgen wahrscheinlich noch drei 290, 260 und 240 m hohe Absätze.

Ein Steilabsturz von etwa 50 m führt vom Plateau hinab auf ausgedehnte Terrassen in Höhen von 310—260 m

in Deutschland (in Holland liegen sie entsprechend tiefer, ich kann jedoch auf diese nicht näher eingehn), die im Süden in größeren Zusammenhängen erhalten sind als im Norden im Bereich des Aachener Kessels, und die besonders im Süden so auffallende Übereinstimmung mit der Höhe der Fußfläche zeigen, daß wenigstens die 290 m-Terrassen der jungen Verebnungsfläche zuzurechnen sind. Der sich über diesen Terrassen erhebende Steilrand, der an die Vaalser Grünsande, auf denen noch Reste von Obersenon liegen, gebunden ist, ist infolge der Durchlässigkeit des Gesteins kaum zerschnitten. Er erscheint wie eine Mauer, die über den Terrassen aufsteigt. Sowohl die ebene Fläche der Höhe als auch die Hänge sind bewaldet, auf den Terrassenflächen sind zuweilen Wiesen oder auch Siedelungen. Es ist meist gut gepflegter gemischter Wald, öfter reiner Laubwald, und hier und da herrschen Fichten vor — oft wundervolle große Bäume. Schöne Spazierwege führen zu lohnenden Aussichtspunkten.

Tiefe Einschnitte von 40—50 m zwischen den höheren Stufen, die von den großen Landstraßen benutzt werden, bilden gleichsam Breschen in der Mauer. Ohne sie wäre der Aachener Wald ein beträchtliches Verkehrshindernis. Sie liegen zwischen Tälern, die nach entgegengesetzten Seiten entwässern. In dem Einschnitt, durch den die Straße nach Eupen führt, ist bei Köpfchen die Wasserscheide zwischen Geul und Wurm, die, wohl durch die ziemlich tiefe Lage des Aachener Kessels, schon etwas nach Süden verschoben ist. Der Einschnitt trennt die Gruppe Königsberg, Elleter Berg, die ungefähr 320 m Höhe erreicht, von den höchsten, fast 40 m höheren Teilen des Aachener Waldes. Da die Zusammensetzung dieser Gruppe die gleiche ist wie die des höheren Plateaus, könnte man an abgesunkene Teile denken. Doch da die Unterlage der Vaalser Sande hier nicht tiefer liegt als im Westen und Feuersteinschutt in den verschiedensten Höhen vorkommen kann, ist es auch möglich,

daß diese losgelösten Hügel nur eine Terrasse darstellen [1]).

Die oberen Terrassen im Norden liegen meist noch im Vaalser Sand. Die Höhe, etwa 280—295 m (Düsberg 295 m, Jägerhaus, Hochgrundhaus, nordwestlich Adamshäuschen 285 m) stimmt etwa mit der 290 m-Terrasse im Süden überein. Sie sind aber weniger deutlich, da sie infolge der tieferen Erosionsbasis (Wurm in Aachen schon 160 m, Geul erst bei Herzogenrath 180 m) stärker zerschnitten sind. Ähnlich wie von den Staffeln der Horste nach den östlich gelegenen Gräben, doch in größerem Maßstab, strecken sich zungenförmig von hier lange, schmale, aus Aachener Sand bestehende Rücken, auf denen sich noch tiefere Terrassen, besonders in 240—250 m Höhe unterscheiden lassen, mit runden weichen Formen bis in das Stadtgebiet hinein. Diese sind nur noch zum kleinsten Teil bewaldet. Vielfach sind sie mit Weideland bedeckt. Auch zahlreiche Villen mit schönen Gartenanlagen siedeln sich hier an. Im Süden liegen nur in Resten vorhandene 310 m-Terrassen (z. B. Wolfsberge) in den Vaalser Sanden, die 290 m-Terrassen dagegen unmittelbar an deren Basis im Aachener Sand. Daß es sich um eine Schichtfläche handelt, ist sehr unwahrscheinlich. Zwar ist in den lockeren, im großen und ganzen horizontal liegenden Sanden, die häufig Kreuzschichtung zeigen, ein Einfallen überhaupt schwer festzustellen, besonders auch in diesen Waldgebieten. Doch beträgt die Höhe der Auflagerungsfläche des Untersenons auf Paläozoicum im Süden: bei Hauset etwa 270 m, am Bingelberg etwa 245 m; im Norden: östlich Linzenshäuschen etwa 240 m, bei Steinebrück, wo die Kreide gegen Paläozoicum verworfen ist, liegt sie tiefer als 200 m. Jedenfalls senkt sie sich nach Norden, und daß die Kreide sich im allgemeinen mit ihr senkt, wenn auch Diskordanzen innerhalb derselben vorkommen, ergibt sich schon daraus, daß wir im Norden die Vaalser Sande in tieferer Lage

---

1) Siehe auch die 320 m-Stufe des Gebirgsabfalls (S. 34).

antreffen als im Süden. Aber selbst, wenn es sich trotzdem um eine Schichtfläche handelte, so wäre die Terrasse als solche doch nur durch Erosion entstanden. Erleichtert wurde die Ausbildung wohl dadurch, daß ein Quellniveau meist dicht unterhalb der Grünsandbasis liegt (18).

Die unteren Teile des Aachener Waldes werden ganz aus Aachener Sand gebildet. Es ist ein sehr stark zertaltes, wechselvolles Hügelland mit sanften, runden Formen. Die Basis bilden helle, undurchlässige Tone, wiederum ein Quellniveau. Im Gegensatz zu denen im Paläozoicum der Fußfläche zeigen die Täler hier eine bis ins Feinste gehende Verästelung. Die Hänge sind meist höher, und, sofern sie nicht in die Vaalser Sande eingreifen, weniger steil als im Paläozoicum. Die Talböden sind weniger eben und setzen nicht mit so ausgesprochenem Gefällsknick gegen die Hänge ab. Meist sind sie von Wiesen bedeckt und bilden so einen anmutigen Gegensatz zu den waldigen Höhen. Die Wasserläufe sind höchst unbedeutend, oft ist überhaupt kein Bach vorhanden. Die Nebentäler der Wurm sind unten im Aachener Kessel durch die Streichrichtung des alten Gebirges beeinflußt, sie verästeln sich oben im Kreidegebiet stark, doch ist meist im großen, oft auch im kleinen, der Einfluß des Baus der Unterlage bemerkbar. Diese ist jedenfalls öfter, als man es in den von Löß und jungen Alluvionen erfüllten Tälern wahrnehmen kann, erreicht. Auch im Süden haben die beiden größten Zuflüsse des Geultals das Paläozoicum erreicht und fließen in tief eingeschnittenen, dem Streichen parallelen Tälern nach Südwesten. In ihrer Verlängerung nach oben liegen die Einschnitte zwischen den Stufen des Plateaus. Der obere dieser Bäche biegt kurz vor der Mündung in rechtem Winkel scharf nach Südosten, während das Tal sich in der ursprünglichen Richtung fortsetzt. Es ist wohl von der Kupfermühle her angezapft worden.

Ein noch ungelöstes Problem bieten die örtlich bis 25 m mächtig (Holzapfel 18, Erl. zu Bl. Aachen) wer-

denden Anhäufungen loser Feuersteine, meist einer grauen Abart, genannt Hornsteine, die das Plateau des Aachener Waldes bedecken. Sie wurden gewöhnlich als eluviale Kreidebildungen angesehn. Das, was jetzt von diesen meist scharfkantigen Schuttmassen zu sehen ist, spricht nicht gegen diese Auffassung. An gerolltem Material habe ich an verschiedenen Stellen nur einige kleine Quarze gefunden, die denen auf dem Venn ähneln. Doch die Aufschlüsse sind jetzt sehr schlecht, und wenn Holzapfels (16, 17, 18) Beobachtungen richtig sind, woran ich nicht zweifele, da er beim Bau der Straßen und bei andern Gelegenheiten sicher zahlreiche einwandfreie Bestimmungen machen konnte, dürfte seine Ansicht, daß es sich nicht um reines Eluvium handelt, wohl zu Recht bestehen. Die Gründe, die er anführt, sind folgende: Diese Hornsteine liegen auf fast ebener Fläche, die keine Schichtfläche ist, meist auf Sanden des Untersenons. Sie stammen nach allgemeiner Ansicht der Mehrzahl nach aus den Maastrichter Schichten und werden auf den belgischen Karten als „Maastrichtien, facies d'altération" bezeichnet. Wären sie nun rein eluvialer Entstehung, so müßte man an der Basis eine Anhäufung der schwarzen Feuersteine aus der weißen Kreide und erst darüber die grauen Hornsteine aus den Maastrichter Schichten finden. Das ist nun aber nicht der Fall, vielmehr liegen die Kieselausscheidungen aus den verschiedenen Kreideschichten regellos durcheinander. Auch die große Mächtigkeit spricht gegen rein eluviale Entstehung. Schließlich findet man zwischen den kantigen Feuersteinen zuweilen gerundete, sowie kleine Gerölle von Gangquarzen und Gerölle paläozoischer Gesteine (die möglicherweise aus Geröllagen des Senons stammen können). Auch sind zuweilen Linsen von Quarzsand eingeschaltet. Es handelt sich also jedenfalls nicht um rein eluviale Bildungen, sondern um Zusammenschwemmungen durch bewegtes Wasser in tertiärer oder diluvialer Zeit. — Ob es sich bei dem conglomérat à silex in Belgien genau so verhält, weiß ich nicht. Es wird da

an verschiedenen Stellen Oligozän über den Feuersteinen angegeben. Hiernach könnte man annehmen, daß es sich dort um ähnliche Bildungen handelt, wie bei Boncelles südlich Lüttich, wo derartige Feuersteinanhäufungen, die aber doch verschieden sind von denen des Aachener Waldes, auf Paläozoicum unter marinem Oligozän in etwa 240 m Höhe liegen und von Steinmann (3) als Transgressionskonglomerat gedeutet werden. Das Oligozän, das auf holländischem Gebiet in der Fortsetzung des Aachener Waldes angegeben wird, ist nicht einwandfrei. Es kann auch, nach Holzapfel (16, S. 499), unter den Feuersteinen liegen, was sich aber wegen schlechter Aufschlüsse nicht feststellen läßt.

Ganz ähnliche Ablagerungen von eckigen Feuersteinen, vermengt mit gerundeten und auch mit Quarz- und Quarzitgeröllen (Holzapfel 17, S. 142), liegen auf dem Hohen Venn bei Hattlich und bei Botrange, also in Höhen bis über 600 m, und jenseits der belgischen Grenze in etwas tieferer Lage. Sie sind auch zusammengeschwemmt, jedenfalls zu einer Zeit, als die oberen Kreideschichten noch weiter nach Süden reichten, da sie wegen der mangelhaften Abrollung nicht weit verfrachtet sein können. Sie sollen z. T. auf tertiären Kiesen liegen (Holzapfel 16, S. 500). Ob sie jemals mit den Hornsteinaufschüttungen des Aachener Waldes oder mit dem belgischen conglomérat à silex zusammenhingen, ob es sich vielleicht auch, wie bei Boncelles, um ein oligozänes Transgressionskonglomerat handelt, wie Rutot (38, S. 5) behauptet, Holzapfel (17, S. 142) aber bestreitet, läßt sich einstweilen noch nicht entscheiden. Jedenfalls wird man nicht umhin können, mit Holzapfel (17, S. 199) eine seit ihrer Ablagerung erfolgte Hebung des Hohen Venns anzunehmen. Der Ansicht Holzapfels, der sie, ebenso wie die Hornsteine des Aachener Waldes, für tertiäre Ablagerungen fließenden Wassers hält, ist auch Quaas (34, 35). „Er betrachtet sie als Absätze des Fließwassers auf der Vennhochfläche aus der Zeit der dort möglich gewesenen ältesten Fluß-

aufschüttungen, damit als mit den höchsten (jungtertiären) Rurschottern etwa gleichaltrige Bildungen, die genauer ins Jungmiozän zu stellen sind" (35, S. 551). Dieser Deutung möchte ich zustimmen, nur scheint mir das Alter dieser Bildungen mindestens altmiozän zu sein, da wir nach den miozänen Ablagerungen des Vorlandes und den Verwerfungen, von denen dieselben betroffen sind, ziemlich starke Bewegungen im mittleren Miozän (das Geröllagen von Feuerstein enthält) annehmen müssen, die das Venn schon in eine relativ hohe Lage brachten, so daß flächenhafte Ablagerungen auf der Hochfläche wohl nicht mehr entstehen konnten. Das Alter der Vennhochfläche könnte man hiernach — mit allem Vorbehalt — als altmiozän annehmen. — Sollten diese Feuersteinschotter gleichaltrig sein mit denen des Aachener Waldes, was Holzapfel und Quaas annehmen, so würde die Rumpffläche des Venns etwa ihrer Unterlage auf dem Kreideplateau entsprechen. Welchen Alters die ebene, sich in Stufen nach Norden und Nordwesten abdachende Plateauoberfläche ist, ist gleichfalls noch unbestimmt. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß sie der 360 m-Fläche entspricht. Die nur wenig geringere Höhe würde sich durch die nördlichere Lage und die allgemeine, in dieser Richtung erfolgende Erniedrigung, zum Teil durch jüngere Senkung des Vorlandes ja erklären. Doch gibt es für eine Gleichstellung noch keinerlei Beweis. In Belgien liegt das Kreideplateau beträchtlich tiefer als die 360 m Fläche bei Spaa. (Auf den Profilen über die Entwicklungsgeschichte des Gebietes konnten diese und andere Unsicherheiten nicht berücksichtigt werden.)

Ähnliche Feuersteinbildungen mit anderen Geröllen kommen auch noch in tieferen Teilen des Kreidegebiets auf den Terrassen vor, so auf einer 260 m hohen Terrasse südlich vom Preußberg — also 80 m tiefer als dieser —, die sich in einem schmalen Rücken vom Moresneter Wald aus nach Süden erstreckt. Auch südlich von Aachen kommen Feuersteinschotter 80 m unter dem Plateau an

mehreren Stellen vor (Holzapfel). An einigen Stellen beträgt der Höhenunterschied nur 50 m. Diesem Niveau würde etwa der Feuersteinschotter entsprechen, der sich, zuerst auf Karbon, in breiter Fläche von Seffent, Berensberg und Laurensberg her bis Kohlscheid verfolgen läßt (Blätter Aachen und Herzogenrath) und hier über der Hauptterrasse der Maas zu liegen scheint. Auch an andern Stellen liegen Feuersteinschotter auf den Maasschottern des Vorlands. — Auf den Terrassen des Aachener Waldes liegen diese Schotter also etwas tiefer wie die junge Verebnungsfläche, im Vorland dagegen etwas höher.

VI. Das Vorland.

Die Schotter der Maashauptterrasse, meist unter einer Decke von Löß, erfüllen das Vorland. Die Maas ging nach Kurtz (28) im Diluvium nach Osten bis zu einer Linie Lüttich, Mecheln (Holland), Orsbach, Richterich, Würseln, Dürwiß, Hombach, erreichte also beinahe die Grenze der Horste, die die Fußfläche nach Norden vorschiebt. An der Berührungsstelle mit den Rheinkiesen tauchen die Maasschotter unter diese, sind also lokal etwas älter.

Das Vorland (Blätter Herzogenrath, Eschweiler, Düren) ist eine ziemlich ebene Fläche in weiter, unübersehbarer Eintönigkeit. Überall sind Felder. Sehr zahlreich sind die Dörfer. Im Wurmgebiet bilden sie große, zusammenhängende Komplexe, aber auch weiter im Osten sind sie nur 2—3, oft weniger als 1 km voneinander entfernt.

Die Abdachung ist auch hier nach Nordwesten und nach Nordosten gerichtet. Nach Nordwesten scheint sie allmählich zu sein, nach Nordosten dagegen erfolgt sie zum Teil in Stufen, die veranlaßt sind durch Störungen, durch welche noch die Hauptterrasse, nicht aber der Löß mitbetroffen wurde. Die eine dieser Störungen, die Horbacher, begrenzt das Kreidegebiet. Sie wird mor-

phologisch gekennzeichnet durch eine nach Nordosten gerichtete, wenige Meter hohe Böschung bei Horbach. Auch der Feldbiß, die bedeutende Störung, die bei Herzogenrath über die Wurm setzt, verwirft die Hauptterrasse um 10 m. Hier findet sich in der Nähe von Bardenberg eine nach Nordosten gerichtete Böschung, die aber noch weniger deutlich ist, als die bei Horbach. Am auffallendsten ist ein sogar auf dem Meßtischblatt sehr deutlich zu verfolgender Steilrand (Blatt Eschweiler), der vom Ostrand des Auer Horstes her über Röhe, Kinzweiler nach Mariadorf zieht. Er ist über 20 m hoch und die Böschung trotz der Lößverkleidung ziemlich steil. Er bezeichnet die Sandgewand, die die Maasschotter sogar um 40 m verwirft.

Die Täler des Vorlandes sind nicht sehr tief eingeschnitten. Sie zeigen fast durchweg eine auffallende Asymmetrie, die weder durch Gesteinsunterschiede, — sie sind meist in Maasschotter, tertiäre Sande und Kiese, oder im Westen auch in Kreide eingeschnitten, — noch durch den Verlauf von Störungen erklärt werden kann. Es ist stets das östliche und das nördliche Ufer steil, das andere sanft und von Löß und Lehm ausgekleidet. (Ähnliches, wenn auch viel weniger auffallend, sehen wir auch bei Tälern des Gebirgsabfalles.) Die Asymmetrie erinnert an die der Tälchen in den Gräben am Fuß der Horste. Wahrscheinlich ist die Ursache die gleiche. Auch W. C. Klein (21) vermutet, daß sie durch die während der Talbildung andauernde Senkung des Landes nach Norden und Osten entstanden ist. Gute Beispiele sind die Zuflüsse der Wurm, besonders der bei Herzogenrath rechts mündende Bach und seine Nebentälchen. Bezeichnenderweise hat er gar keinen Zufluß von Norden. Auch einige Geulzuflüsse kann man hier anführen, besonders den Simpelvelder Bach, dessen scharfe Umbiegung bei Simpelveld wohl auch durch die Senkung und das dadurch entstandene Drängen des Baches nach Osten und Norden zu erklären ist. Noch viele andere Beispiele zeigt schon die Karte 1 : 200000.

VII. Entwicklungsgeschichte [1]).

Obwohl mancherlei noch ins Reich der Hypothesen gehört, so möchte ich doch eine kurze Übersicht über die Elemente, aus denen die heutige Landschaft besteht und über deren Entwicklungsgeschichte geben. (Siehe Tafel III.)

Die älteste, von den jetzt eine Rolle spielenden Formen ist die Rumpffläche des Hohen Venns. Ausser dieser finden sich noch zwei jüngere Verebnungsflächen, eine in 360 m Höhe, die hier im Vergleich zu andern Teilen des Nordabfalls vom Rheinischen Schiefergebirge morphologisch eine weniger wichtige Rolle spielt. In diese eingeschnitten ist dann noch eine junge Verebnungsfläche, die wohl an der Grenze zwischen Tertiär und Diluvium entstand. Am Gebirgsabfall vermitteln Stufen zwischen diesen verschiedenen Flächen. Vom Vorland her greifen Grabenbrüche in die jüngste derselben ein.

Die Vennhochfläche bildet einen Teil einer tertiären Landoberfläche. Ob sie einen Rest der präoligozänen Landoberfläche darstellt, scheint mir sehr zweifelhaft. Nach dem bei Besprechung des Kreidegebietes über die Feuersteinschotter gesagten (S. 82) möchte ich eher annehmen, daß ihr Alter altmiozän ist. Es ist möglich, dass sie nach Norden hin in Verbindung stand mit den Kreidegebieten und gleichaltrig ist mit der Unterlage der Hornsteine des Aachener Waldes, da ja auch auf dem Venn selbst derartige Ablagerungen verbreitet sind. Nach deren Bildung hätten wir uns eine relative Hebung der südlichen Teile, besonders des Venns selbst vorzustellen. Diese Hebung erfolgte nicht gleichmäßig, vielmehr bildeten sich wohl damals die höheren Stufen und zwar die heutigen 500 und 450 m-Stufen am Nordwest-Abfall und

---

1) Wegen der Entwicklungsgeschichte des Vorlandes verweise ich besonders auf: G. Fliegel, Beziehungen zwischen marinem und kontinentalem Tertiär (9).

die 400 m-Fläche nach der Rur hin. Es mag diese Bewegung zusammenfallen mit derjenigen während und nach dem Untermiozän (Holzapfel) bezw. Mittelmiozän (Fliegel, 9), die an der Grenze zum Vorland hin durch die Grabenbrüche gekennzeichnet ist. Ob auch die ungleichmäßige Aufwölbung des Venns in der Längsrichtung damals oder schon früher stattfand, ist ungewiss. Sie könnte auch erst in jüngerer Zeit nach Ausbildung der sich in einer folgenden Ruheperiode entwickelnden Verebnungsfläche erfolgt sein.

Diese zweite Verebnungsfläche reichte weniger weit nach Süden als die präoligozäne oder altmiozäne und erscheint heute am ganzen Nordabfall des linksrheinischen Schiefergebirges als deutliche Stufe. Am Gebirgsabfall erreicht sie Höhen von 360—375 m und dacht sich, zum Teil noch verstärkt infolge späterer Verbiegung, nach Norden hin ab. Am Abfall des Hohen Venns ist sie nur schmal, doch sehr deutlich und in gutem Zusammenhang in Höhen von meist 360—370 m erhalten. An einigen Stellen ist sie erniedrigt, so bei Schmidthof durch Querverwerfungen, in der Eupener Gegend vielleicht durch Querverwerfungen, wahrscheinlicher durch die Flüsse, vielleicht spielen hier auch beide Faktoren mit. Sie erstreckte sich ehemals weiter nach Norden. Reste von ihr scheinen auf dem Plateau des Aachener Waldes erhalten zu sein, der sich nach Nordwesten von fast 360 m in Deutschland bis etwa 200 m in Holland abdacht. Die heutige Abdachung dieser Verebnungsfläche ist geringer als die der angenommenen präoligozänen oder altmiozänen, was sich ja ohne weiteres durch deren schon vorangegangene Schiefstellung erklärt. Beide Flächen würden sich in einer Linie etwas südlich des Aachener Waldes schneiden. Die 360 m-Stufe liegt am Gebirge 200—300 m tiefer, auf dem Aachener Wald aber 10—20 m höher als die präoligozäne (altmiozäne). Möglicherweise könnte diese Fläche dem rheinischen Trog entsprechen und etwa jungmiozänen oder auch altpliozänen Alters sein, denn ihre Bildung

fällt in die Zeit nach der mittelmiozänen Hebung und vor Ablagerung der Mosperter Sande. Sie ist an anderen Teilen des Nordabfalls, z. B. bei Spaa und am Nordostabfall der Eifel erhalten, vielleicht auch im Sauerland. Auch findet sich eine Fläche in ähnlicher Höhe im Osten des Rheinischen Schiefergebirges. Sie geht hinweg über paläozoische und mesozoische Gesteine, so am Vennabfall über die Kreide des Aachener Waldes, an der Eifel über Buntsandstein. Bei jüngeren tektonischen Vorgängen ist vielleicht die 320 m-Stufe von ihr abgesunken, jedoch halte ich dies einstweilen noch nicht für erwiesen, es mag sich vielleicht eher um eine Art tieferer Terrasse handeln. Zur Zeit der pliozänen (?) Mosperter Sande war die 360 m-Stufe zwischen Aachener Wald und Venn schon weitgehend zerstört und von Kreide, die vorher jedenfalls weiter nach Süden gereicht hatte, entblößt, so daß Teile der präsenonen Rumpffläche freigelegt waren. Die Entwässerung ging damals wohl in nordwestlicher Richtung vor sich.

Es muß zwischen Tertiär und Diluvium dann, wenigstens in den westlichen Teilen der heutigen Fußfläche, eine Aufschüttung erfolgt sein und bei einer abermaligen Pause der tektonischen Vorgänge bildete sich eine dritte Verebnungsfläche am Gebirgsfuß aus, die im Norden höher liegt als die vor ihrer Ausbildung bloßgelegte präsenone Oberfläche, sich aber bei Merols, wo sie vom Paläozoicum auf die Kreide übergeht, mit ihr decken dürfte. Sie reicht ihrerseits wieder weniger weit nach Süden als die 360 m-Fläche und läßt auch im Norden noch Teile derselben in dem, wegen seiner Durchläßigkeit widerstandsfähigen Kreideplateau stehen, so daß sie im Westen in diese Stufe eingeschachtelt war, jedoch durch Täler, z. B. das der Geul und des Senser Baches, nach Nordwesten hin Verbindung hatte. Im Osten war sie wohl offen nach der die Unterlage der Hauptterrasse bildenden Fläche. Die heutige Höhenlage in den westlichen Teilen zwischen 310 und 315 m dürfte der ursprünglichen Lage relativ zum Gebirge — etwa 300 m tiefer

als die Vennrumpffläche — etwa entsprechen. Die absolute Höhe hat sich durch relative Hebung natürlich geändert. Im Nordosten mag sie von vornherein relativ etwas tiefer gelegen haben. Doch erscheint sie hier heute stark gestört und verschwindet in der Kölner Bucht. Ob sie eine allgemeine Verbreitung am Nordabfall des Schiefergebirges besaß, weiß ich nicht, doch scheint sie am Nordabfall der Eifel vorhanden zu sein.

Sie hing jedenfalls zusammen mit der eine ähnliche Fläche darstellenden Unterlage der Maashauptterrasse und dürfte gleichaltrig mit dieser, also etwas älter als die Schotterablagerungen selbst sein. Es ist nicht anzunehmen, daß die Maasschotter, die wohl ehemals weiter nach Süden reichten als heute, sie jemals ganz bedeckten. Als diese abgelagert wurden, lag der innerhalb der heutigen Fußfläche gelegene Teil dieser jungen Verebnungsfläche wohl schon ein wenig höher, da ja die ältesten Anlagen der Täler etwas in sie eingeschnitten sind, während die ältesten lokalen Schotter auf den Maasschottern liegen.

Daß die jüngeren Flächen immer weniger weit nach Süden eingreifen, dürfte zum Teil auf petrographische Verschiedenheiten zurückzuführen sein, darauf deuten ja schon die mit den Gesteinsgrenzen häufig zusammenfallenden Grenzen der Flächen. Ein Haltmachen der Zertalung an einer wahrscheinlich durch Gesteinsunterschiede verursachten Linie beobachteten wir ja auch am Gebirgsabfall. Die Ursache der Entstehung solcher Flächen können derartige Unterschiede der Widerstandsfähigkeit jedoch nicht sein, diese liegt vielmehr in der Tektonik begründet. Auch greifen bei längerer Dauer der Ruhepausen die Flächen weiter ein und zerstören etwa vorhandene ältere, die weniger weit nach Süden reichten. Im ganzen läßt sich aus der morphologischen Untersuchung eine, wenn auch mit Schwankungen, seit dem Oligozän nach Norden vorschreitende relative Hebung des Rheinischen Schiefergebirges feststellen (Profile der Entwicklungs-

geschichte, Taf. III). Und zwar handelt es sich um eine mit Brüchen verbundene epeirogenetische Aufwölbung. Der ganze Höhenunterschied zwischen den älteren und jüngeren Flächen beruht gleichfalls auf tektonischen Vorgängen. Es spielt hier der alte Uferrand eine wichtige Rolle, dessen Lage wohl innerhalb einer gewissen Zone zu schwanken scheint, der jedoch im großen und ganzen schon seit dem mittleren Paläozoicum dem Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges parallel läuft, und je nach seiner Verschiebung nach Norden oder Süden wird das Eingreifen der Verebnungsflächen sich ändern. In der jüngsten geologischen Vergangenheit fand diese Verschiebung vorzugsweise nach Norden statt.

Die jüngsten, während des Diluviums erfolgten Ab- und Einbrüche hatten die stärkste Wirkung in der Nähe des Rurtalgrabens. Schon bei den älteren Bewegungen war dies wahrscheinlich der Fall, wie die damals wohl schon angelegte staffelförmige Abdachung nach Nordosten zeigt. Von der 320 m-Stufe, die selbst vielleicht von der 360 m-Stufe abgesunken war oder eine jüngere Terrasse darstellt, sanken weitere, jetzt dem Gebirgsabfall zugehörige Stufen ab, die sich nun in Höhen von 290 und 270 m befinden. Auch die junge Verebnungsfläche selbst geriet östlich des Auer Horstes in eine relativ tiefere Lage und dacht sich nun gleichfalls staffelförmig nach dem Rurtalgraben hin ab. Ganz ähnlich ist es bei den ebenfalls an jungen Störungen abgesunkenen östlichen Teilen der Maashauptterrasse, wenn es sich hier auch nur um geringere Beträge handelt. Ebenso fand ein weiteres Einsinken der Gräben statt, über die vorher die Fläche hinweg gegangen war. Auch in den westlichen Teilen mögen die sehr geringen Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Streifen der Fußfläche, die sich ja durch nordwestliche Linien begrenzen lassen, direkt durch diese jungen Bewegungen entstanden sein, zum Teil jedoch auch, wie in der Nähe der Brandenburger Verwerfung, durch Entfernung lockeren Materials.

Durch weiteres Einsinken des Rurtalgrabens und durch die Vertiefung des Maastals bildete sich das heutige Flußsystem aus, das, jünger als die jüngste Verebnungsfläche — wenigstens in der Fußfläche selbst — in dieselbe eingeschnitten ist und zu ihrer Zerstörung beiträgt. Noch greifen die meisten Täler nicht weit ins Gebirge ein, und vielfach bemerkt man ein Haltmachen an einer bestimmten, wahrscheinlich durch petrographische Verschiedenheiten verursachten Linie. Besonders das Kambrium ist, abgesehen von den Wehetälern im schmalen östlichen Teil und den vielleicht älteren Weserzuflüssen im Westen, erst kaum zerschnitten.

Im Westen sind abermals Teile der präsenonen Oberfläche entblößt und schon schneiden Täler in dieselbe ein, was zur Zeit der Mosperter Sande noch nicht der Fall war. Im Osten sind tiefere Stufen der das Paläozoicum abschneidenden Rumpffläche freigelegt, und auch aus den Gräben, besonders deren östlichen Teilen, sind lockere Ablagerungen entfernt, was neben den jungen tektonischen Vorgängen ihr morphologisches Hervortreten bedingt.

Das Einschneiden der Flüsse scheint jetzt außerhalb des eigentlichen Gebirges zu einem gewissen Stillstand gekommen zu sein, doch findet eine Aufschüttung nicht statt. Auf den breiten Talböden liegt über einer wenig mächtigen Schotterlage Lehm. Die Bäche sind in diesen, zum Teil auch in die Schotter, etwas eingeschnitten und erreichen bisweilen die Felsunterlage, ohne jedoch in diese selbst einzuschneiden. Bei Hochwasser findet wohl eine Umlagerung der Schotter statt, manchmal in größerem Maßstab. Doch scheint Neubildung, abgesehn von den obersten Talstrecken im Gebirge selbst, kaum stattzufinden. Die jüngsten Flußablagerungen sind eben die den Talboden erfüllenden Lehme. Im allgemeinem scheinen die Täler in einer Periode mit anderem Klima entstanden zu sein. Das Vicht- und auch das Indetal sind mit ihren besonders quer zum Streichen verhältnismäßig steilen

Hängen und den oft sehr breiten ebenen Talböden schwer durch die heutigen unbedeutenden Bäche zu erklären.

Infolge der von Pausen unterbrochenen, seit dem Oligozän im ganzen — wenn auch mit Schwankungen — nach Norden fortschreitenden Hebung des Rheinischen Schiefergebirges, hat sich der Umfang des Gebirges vergrößert. Teile, die ehemals dem Vorland angehörten, wurden demselben angegliedert. So hat sich eine zwischen diesem und den höheren Teilen des Gebirges vermittelnde Übergangszone herausgebildet. Diese zerfällt selbst wieder in mehrere Stufen, die teils Reste von Verebnungsflächen darstellen, teils rein tektonischen Ursprungs sind. Infolge der jungtertiären und diluvialen Entwicklung gehört links des Rheins das ursprünglich, — ähnlich wie jetzt das marine Oligozän, — einen Teil des Vorlandes bildende Senongebiet des Aachener Waldes und des angrenzenden Hervelandes dieser Übergangszone an. Entwicklungsgeschichtlich würden auch die sonstigen Reste der 360 m-Fläche derselben zuzurechnen sein. Morphologisch ist das jedoch nur möglich in den westlicheren, belgischen Teilen, wo sie (nördlich von Spaa) als breite Flächen dem höheren Gebirge vorgelagert sind. Auf deutscher Seite begleitet die 360 m-Stufe den Vennabfall nur als schmale Leiste und ist daher morphologisch nicht von diesem zu trennen, ebensowenig ist das der Fall bei der 320 m-Stufe und den von derselben abgesunkenen tieferen Stufen. Die ganze Fußfläche dagegen, die sich auch morphologisch deutlich sowohl vom eigentlichen Gebirgsabfall als auch vom Vorlande abhebt, gehört dieser Übergangszone an.

Eine ähnliche Übergangszone finden wir auch rechts des Rheins, im westlichen Sauerland in annähernd gleicher Höhenlage, im Osten jedoch bis über 400 m (z. B. bei Brilon) ansteigend; mit dem Haarstrang werden gleichfalls flach lagernde Kreideschichten in dieselbe einbezogen. Im Osten des Rheinischen Schiefergebirges, in der Gegend von Frankenberg-Marburg, wo eine ausgedehnte, neben

Paläozoicum auch jüngere, ungefaltete Gesteine in sich begreifende Fläche in weiter Ausdehnung vorhanden ist, zu der das Gebirge ziemlich steil abfällt, kann man von einer Übergangszone insofern nicht sprechen, als ein tiefer gelegenes Vorland hier fehlt.

Im Bergischen und im Sauerland verlaufen innerhalb der Übergangszone mehrere eigentümliche, dem Gebirgsabfall parallele Talzüge, teils tertiären, teils diluvialen Alters, die von heutigen Flüssen nur noch zum Teil benutzt werden (20). In der linksrheinischen Vorstufe haben wir nur das kurze Stück des Indetals zwischen Stolberg und Weisweiler als Randtal kennen gelernt. In Belgien sind derartige Randtäler gleichfalls vorhanden, so ein Stück des Wesertals unterhalb Eupen und vor allem das Sambre-Maastal. Andere sind mir bis jetzt nicht bekannt. Da innerhalb des von mir genauer untersuchten Gebietes nur das ganz unbedeutende Randtal der Inde liegt, das seine Entstehung wohl lokalen tektonischen Vorgängen verdankt, kann ich eine Erklärung der Entstehung der bedeutenderen Randtäler weder geben, noch eine dahinzielende Vermutung aussprechen. (Über das Sambre-Maastal siehe 15.)

Ein weiteres, noch der Lösung harrendes wichtiges Problem liegt in der auffallenden Tatsache, daß eine Stufe in 360—375 m-Höhe sich nicht nur am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges findet, sondern sich auch unverbogen am Eifelabfall zur Kölner Bucht mindestens bis in die Gegend von Münstereifel nach Südosten zieht. Ein ganz ähnliches Verhalten zeigt auch die 320 m-Stufe. Gehören diese verschiedenen Reste gleichhoher Stufen am Nordabfall beiderseits des Rheins der Entstehung nach nicht zusammen, so wäre zu erklären, warum sie jetzt in gleicher Höhe liegen. Sind sie aber gleicher Entstehung, — und bei der 360 m-Stufe des Venn- und des Eifelabfalls ist es zumindest sehr wahrscheinlich, daß es sich um Reste derselben Verebnungsfläche handelt, — so ist es noch eine offene Frage, warum gebirgseinwärts diese

Reste nicht höher liegen, da doch die Verbiegung der diluvialen Rheinterrassen auf eine junge Verbiegung des Gebirges schließen läßt und nicht auf eine gleichmäßige Hebung des ganzen Blockes. Die gleiche Höhenlage am Nordrand beiderseits des Rheins ließe sich allenfalls mit einer Verbiegung vereinigen.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß auch an anderen deutschen Mittelgebirgen, innerhalb der seit dem Oligozän eingetretenen Hebungsperiode, sich ähnliche Übergangszonen ausgebildet haben. So kann man wohl die Randterrassen des Harzes mit den Stufen des Venn- und Eifelabfalls vergleichen. Allerdings ist die Breite der Übergangszone zwischen Gebirge und Vorland besonders beim Nordharz viel geringer als beim Hohen Venn, wo es sich ja auch nicht so sehr um einen Randbruch als um eine mit Brüchen kombinierte kontinentale Verbiegung handelt. Diese Terrassen am Harzrand verdanken ihre Entstehung ebenfalls der ungleichmäßigen Hebung des Gebirges und sind Reste von Verebnungsflächen, die sich in den Ruhepausen zwischen den Hebungsperioden am jeweiligen Gebirgsfuß ausbildeten. Nach Gehne (13) handelt es sich bei der am Nordharz 400 m hoch gelegenen Randterrasse um Reste einer pliozänen (wohl altpliozänen) Verebnung. Diese älteste der randlichen Verebnungsflächen am Harz ist demnach möglicherweise gleichaltrig oder etwas jünger als die 360 m-Stufe des Rheinischen Schiefergebirges.

Die Bildung der 300 m-Randterrasse des Harzes fällt ins Jungpliozän oder in die Übergangszeit zum Diluvium. Es wäre also nicht ausgeschlossen, daß sie gleichzeitig entstanden ist wie die jüngste Verebnungsfläche am Fuß des Hohen Venns, mit der merkwürdigerweise ihre Höhenlage ziemlich übereinstimmt. Beide werden jetzt von jungen Tälern zerschnitten als Folge der noch innerhalb des Diluviums eingetretenen Hebung. Den Betrag dieser Hebung setzt Behrmann (2) auf Grund von Terrassenbeobachtungen für den Nordharz mit rund 70 m an.

Für die Fußfläche am Nordwestabfall des Hohen Venns ergibt sich durch Betrachtung der Täler (Terrassen von Vicht und Weser) etwa der gleiche Betrag. Es wäre eine lohnende Aufgabe festzustellen, ob diese Übereinstimmung nur scheinbar, oder ob sie tatsächlich vorhanden ist. In letzterem Fall müßte man für größere Teile Mitteldeutschlands eine gleichmäßige junge Hebung annehmen. Auch sonst in Mitteleuropa sind etwa der 360 m-Fläche entsprechende „postbasaltische" Verebnungsflächen (z. B. 39) vielfach nachgewiesen. — Eine jungmiozäne Verebnung größeren Ausmaßes hat G. Braun (5) im Gebiet des Rheintals zwischen Waldshut und Basel in Höhen von 6—700 m festgestellt und weist auf die weite Verbreitung derartiger Flächen rings um die Alpen hin (S. 336).

Sowohl bei Betrachtung des Harzes als auch des Nordwestabfalls des Rheinischen Schiefergebirges hat sich gezeigt, daß die morphologische Untersuchung einige Punkte der Entwicklungsgeschichte aufzuhellen vermag, die sich bei rein geologischer Betrachtung der Beobachtung entziehen. Beim Nordwestabfall des Hohen Venns, wo wegen fast gänzlichen Fehlens jüngerer als unter- oder mittelmiozäner Ablagerungen in Gebirge und Fußfläche die rein geologische Methode über die jüngste Entwicklung nur wenig Aufschlüsse zu liefern vermag, zeigt die morphologische Untersuchung durch Nachweis randlicher Verebnungsflächen, daß die jungtertiäre und diluviale Hebung von mindestens zwei längeren Pausen unterbrochen war. Der Betrag der Hebung zwischen diesen Pausen ist gleich der Differenz zwischen den heutigen Höhenlagen beider Verebnungen, also 60—70 m. Auch weist die morphologische Untersuchung auf einige Probleme über die Art dieser Hebung hin, die sich besonders an die 360 m-Stufe knüpfen. — Auf die Wichtigkeit der Anwendung morphologischer Methoden neben den geologischen zur Aufhellung der Entwicklungsgeschichte eines Gebietes macht besonders von Staff (42, 43) aufmerksam. Seine „Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ost-

afrikas“ sind mir leider erst nach Abschluss dieser Arbeit bekannt geworden. Ein Vergleich zwischen der Entwicklung der beiden so entfernt von einander liegenden Gebiete, dem Nordwestabfall des Hohen Venns und dem südlichen Küstenland Deutsch-Ostafrikas, der in mannigfacher Weise lohnend erscheint, sei darum auf spätere Zeit verschoben.

Literaturangaben.

1. Ahlburg: Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt 36. 1915.
2. Behrmann, W.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde. Stuttgart 1912.
3. Bonnet und Steinmann: Die Eolithen des Oligozäns in Belgien. Sitzungsber. d. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde 1909.
4. Brandes, Th.: Zur Frage der Ardenneninsel. 4. Jahresbericht d. Nieders. Geol. Ver. f. 1911.
5. Braun, G.: Zur Morphologie der Umgebung von Basel. II. Das Rheintal zwischen Waldshut und Basel. Verhandl. d. Naturf. Ges. in Basel. Bd. XXVIII, 2. Teil, 1917.
6. Fliegel, G.: Pliozäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt 28, 1907.
7. — Die miozäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1910, Heft 61.
8. — Zum Gebirgsbau der Eifel. Verhandl. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 68, 1911.
9. — Beziehungen zwischen marinem und kontinentalem Tertiär. Zeitschrift Deutsche Geol. Ges. Monatsberichte. 1911.
10. — Über tiefgründige Verwitterung und subaërische Abtragung. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. Monatsber. Nr. 7, 65. Bd. 1913.
11. — u. Stoller, J.: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt 31. 1910.
12. Fourmarier: La tectonique de l'Ardenne. Ann. Soc. géol. de Belgique 34. 1907/09.

13. Gehne, H.: Beiträge zur Morphologie des östlichen Harzes. Dissertation Halle 1911.
14. Gerwien, E.: Der Lauf der Oberweser im Buntsandsteingewölbe. Dissertation Berlin 1914.
15. Hol, J. B. L.: Beiträge zur Hydrographie der Ardennen. Diss. Utrecht 1916.
16. Holzapfel, E.: Beobachtungen im Diluvium in der Gegend von Aachen. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt 24, 1903.
17. — Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. Abhandlungen d. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 66, 1910.
18. — Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen 1:25000: Blätter Aachen, Stolberg, Lendersdorf, Herzogenrath, Eschweiler, Düren. 1910—1911.
19. — Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Eupen im Jahre 1911. Jahrbuch d. Preuß. Geol. Landesanstalt 32, 1911.
20. Kirchberger, Marg.: Vorläufige Ergebnisse einiger Exkursionen ins Bergische und ins westliche Sauerland. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin 1917, Nr. 4.
21. Klein, W. C.: Tektonische und stratigraphische Beobachtungen am Südwestrande des Limburgischen Kohlenreviers. Mededelingen van de Ryksopsporing van Delfstoffen Nr. 5 's Gravenhage 1913.
22. — Grundzüge der Geologie des südlimburgischen Kohlengebietes. Berichte d. niederrh. geol. Vereins 1909. Verhandl. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1909.
23. — Failles montrant trois mouvements opposés successifs dans le Limbourg Hollandais. Ann. de la Soc. géol. de Belgique T. XXXVII M. p. 343.
24. Krause, P. G.: Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes. Jahrbuch d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1911.
25. Kurtz, E.: Beziehungen zwischen Rur, Maas und Rhein zur Diluvialzeit. Gymnasialprogramm Düren 1909.
26. — Das Mündungsgebiet des Rheins und der Maas zur Diluvialzeit. Gymnasialprogramm Düren 1910.
27. — Die diluvialen Flußterrassen am Nordrand von Eifel und Venn. Verhandl. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1914.
28. — Die Verbreitung der diluvialen Terrassenschotter von Rhein und Maas. Verhandl. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1914.
29. — Die Buntsandsteinformation im Rurtal. Gymnasialprogramm Düren 1915.

30. Müller, Josef: Aachen und seine Umgebung, eine morphologische Skizze. „Der Niederrhein." Illustr. Wochenschrift für Arbeit, Art und Kunst d. nördl. Rheinlande. Düsseldorf. Jahrg. 1911/12.
31. Munck, E. de: Les silex crétacés et les Eolithes du Hohe Venn prussien. Bullet. de la Soc. Géol. de Belgique XXII 1908.
32. — Réponse à M. A. Renier (Discussion rélat. aux silex crétacés du Hohe Venn prussien). Bullet. de la Soc. Géol. de Belgique XXII 1908.
33. Philippson, A.: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. 14. D. Geogr.-Tag Cöln 1903.
34. Quaas, A.: Eifelstudien. (Zur deutschen Landeskunde VII.) Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1914.
35. Quaas, A.: Zur Frage der Venn-Vergletscherung. Neues Jahrb. f. Min. usw. XLI. Beilage Band 1917.
36. Renier, A.: A propos de la communication de M. E. de Munck sur les silex crétacés du Hohe Venn prussien. Bullet de la Soc. Géol. de Belgique XXII 1908.
37. — Une terrasse de la vallée de la Vesdre. Annales Soc. Géol. de Belgique XXX p. B. 108. 1903.
38. — Deuxième note sur les terrasses de la Vesdre. Annales Soc. Géol. de Belgique XXXII p. B. 73. 1905.
39. — Troisième note sur les terrasses de la Vesdre. Annales Soc. Géol. de Belgique XXXVI.
40. Rutot, A.: Quelques observations à propos de la discussion rélative aux silex crétacés du Hohe Venn prussien. Bullet. de la Soc. Géol. de Belgique XXIII 1909.
41. Schjerning, W.: Aachen und seine Umgebung. Wiss. Beil. z. Jahresber. d. Kaiser-Wilhelm-Gymn. Aachen 1895.
42. Staff, H. v.: Die Geomorphogonie und Tektonik des Gebietes der Lausitzer Überschiebung. Geol. u. pal. Abhandl. N. F. Bd. 13. Heft 2, 1914.
43. Staff, H. v.: Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. Wiss. Ergebnisse d. Tendaguru-Expedition 1909—1912. Archiv f. Biontologie III. Bd. 3. Heft. Berlin 1914.
44. Stamm, K.: Glacialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. Verh. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 69. 1912.
45. van Waterschoot van der Gracht, W. A. G. M.: Proeve eener tectonische schetskaart van het Belgisch-Nederlandsch-Westfaalsche Kolenveld en het aangrenzende noordelyke gebied tot aan de breedte van Amsterdam. Jarsverslag der Ryksopsporing van Delfstoffen vor 1913.

46. Wunstorf, W.: Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. Verhandl. d. naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1909/10.
47. — und Fliegel, G.: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt N. F. 67. 1910.

Karten.

Geologische Karte von Preußen 1 : 25000: Blätter Aachen, Stolberg, Lendersdorf, Herzogenrath, Eschweiler, Düren. (Aufgenommen von E. Holzapfel.)

Geologische Exkursionskarte für die Umgegend von Aachen nach den Aufnahmen von E. Holzapfel, für das niederländisch-belgische Gebiet nach W. C. Rhein, G. D. Uhlenbrock und N. Vogel, bearbeitet von W. Wunstorf. 1 : 75000. Herausg. von der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt.

Meßtischblätter 1 : 25000: Blätter 2965, 2966 Herzogenrath; 2967 Eschweiler; 2968 Düren; 3028, 3029, Aachen, 3030 Stolberg; 3031 Lendersdorf; 3090 Herbesthal: 3091 Eupen; 3092 Rötgen; 3093 Nideggen; 3150 Ternell; 3151 Montjoie.

Höhenschichtenkarte der Eifel von Dr. Hermann Rauff. 1 : 200000.

Carte de Belgique 1 : 20000: Blätter Spa, Sart, Limbourg, Hestreux, Henri-Chapelle.

Namenverzeichnis.

	Bezeichnung auf Tafel IV	Lage auf Tafel IV
Aachen (Dom)	A	B II
Astenet	A	A III
Aussichtsturm (Aachener Wald)	A	B III
Baraqùe Michel	BM	B VI
Bardenberg	B	B I
Bauschenberg	B	D II
Berensberg	Be	B I
Bergheim	B	G II
Bingelberg	Bi	B III
Birgel	Bi	FG II
Birkhahns Kopf	B	D IV
Bocholtz	B	A I
Bocksmühle	BM	D II
Botrange		B VI
Botz	Bo	C IV
Bovenberg	B	E I
Brand	Br	C II
Brandenburg	B	C III
Breinig	B	D III
Burgberg	B	F III
Burtscheid	B	B II
Busch	B	B III
Buschhausen (Aachen)	Bu	B II
Buschhausen (Omer)	Bu	E II
Buschmühle	BuM	CD II
Büsbach	Bü	D II
Clousebach		B V
Diepenlinchen	Die	D II
Donnerberg	DoB	D II
Dorff	D	D II
Düren (Kirche)	D	G I
Dürwiss	D	D I
Eilendorf	Ei	C II
Elleterberg	EB	B III
Eschweiler (Kirche)	E	D I
Eupen	Eu	A IV
Eynatten	Ey	B III
Finkenbur	Fi	D IV
Fleuth	F	D II
Fleusch	F	A IV
Fobisbach		C III
Fontenesbach		A IV
Forst	F	C II
Fossey	Fo	B III
Franzosenkreuz	Fr	E II
Friedrichsberg	F	B II
Germeter	G	E III
Getzbach		BC V
Gey	G	F II
Gieschbach		DE III
Gileppe		A V
Grauenhof	G	C II
Gressenich	Gr	E II
Grosshau	Gr	F III
Grotisbach		CD IV
Haaren	H	C II
Hahn	H	C III
Hamich	H	E II
Hammerberg	HB	D II
Hasselbach		D III
Hastenrath	H	D II
Hattlich	H	C V
Hauset	H	B III
Heistern	Hei	E II
Herbesthal	He	A IV
Herbiester	H	A V
Hergenrath	He	B III
Hidtfeld	Hi	C III
Hill		BC V VI
Honien	Ho	C III
Horbach	H	B I
Hoscheit		D IV V
Hubertushöhe	Hu	F II
Hücheln	H	E I
Hürtgen	Hü	F III
Hürtgenbach		EF III
Jalhai	J	A VI
Jüngersdorf	J	F I
Kaninsberg	KB	C I
Katharinenplei	Ka	B IV
Kettenis	K	B IV
Kinzweiler	K	D I
Klausberg	Kl	B III
Kleinhau	Kl	F III
Knoster-Berg	Kn	F II
Kohlscheid	Ko	B I
Konzen(Bahnhof)	Bhf.K.	D V
Kornelimünster	KM	D III

	Bezeichnung auf Tafel IV	Lage auf Tafel IV		Bezeichnung auf Tafel IV	Lage auf Tafel IV
Königsberg . .	KB	B III	Röhe	Ro	D I
Krewinkel . . .	Kr	E II	Rößlers Hof . .	RH	E I
Kupfermühle . .	KM	B III	Rötgen	Rö	C IV
Lammersdorf . .	L	D IV	Scheerberg. . .	Sch	B I
Landwehring . .	L	B III	Schevenhütte . .	Sch	E II
Langerwehe . .	La	E I	Schleckheim . .	Sh	C III
Langesthal. . . (Weser)			Schleebach . . .		D IV
			Schlund	S	B III
Langfeld . . .	L	C III	Schmidt	Schm	F IV
Langschoß . . .		DE IV	Schmidthof. . .	S	C III
Laufenburg . .	L	E II	Schneeberg . .	SB	CA II
Laurensberg . .	Lau	B I	Schwerzfeld . .	Schw	C IV
Lendersdorf . .	Le	G II	Seffent	Se	B II
Lichtenbusch . .	Li	C III	Senserbach . . .		A I II
Linzenshäuschen	LH	B III	Simpelveld . . .	Si	A I
Lontzen	L	A III	Soor		B V VI
Lousberg . . .		B II	Steinbach (Call) .		F III
Mausbach . . .	M	D II	Steinbach (Weser)		C IV V
Marzelheide . .	M	A IV	Steinbahn . . . (Forst Wenau)	St	E III
Mähheide . . .	Mä	B IV			
Merols	M	B IV	Steinebrück . . (Aachen)	Sb	B II
Meyers Kreuz . .	MK	B V			
Moresnet . . .	Mo	A III	Stelingberg . .		D V
Mospert	Mo	B IV	Stolberg. . . .	Stb	D II
Mulartshütte . .	Mu	D III	Struffelt		D IV
Münsterbildchen .	Mü	C IV	Ternell	T	C V
Münsterbusch . .	Mü	D II	Thönbach . . .		EF II
Niederhof . . .	NH	D II	Vaals	Va	A II
Nispert	Ni	B IV	Vennkreuz . . .	VK	C IV
Nothberg . . .	No	E I	Vennwegen . .	Vw	D III
Nütheim	N	C III	Verlautenheide .	Vh	C II
Oberforstbach . .	OF	C III	Vicht (Dorf) . .	V	D II
Omerbach . . .		E I II	Vierländerblick .	V	A II
Orsbach	Or	A II	Vossenack . . .	Vo	F III
PannensterzKopf		C VI	Walheim	W	C III
Peterberg . . .	PB	E IV	Walhorn	Wa	B IV
Petergensfeld . .	Pe	C IV	Weiden	Wd	C I
Platz	Pl	C IV	Weisweiler . . .	Ww	E I
Preussberg. . .	PB	AB II	Weiße Wehe . .		E II III
Rabothrat . . .	R	A IV	Wenau	W	E II
Raeren	R	B IV	Werth	We	E II
Richterich . . .	Ri	B I	Wingertsberg. .	WB	B II
Rote Wehe. . .		E II III	Wolfsheide . . .	Wh	B III
Rott	Ro	D III	Würselen . . .	Wü	C I
Rott-Gressenich .	R	E II	Zukunft (Grube).	Z	E I
Rott-Raeren . .	Ro	BC IV	Zweifall	Zw	D III

Über die vertikale Schichtung des Planktons im Ulmener Maar

und die

Planktonproduktion der anderen Eifelmaare.

Von

August Thienemann,

Plön (Holstein).

Mit 12 Tabellen und 8 Kurventafeln im Text.

Inhalt.

Bei der seit August 1910 auf Veranlassung und unter Leitung Professor Dr. Walter Voigts vorgenommenen hydrobiologischen Untersuchung der Eifelmaare wurden auch zahlreiche Planktonproben gesammelt. Die äußeren Umstände brachten es mit sich, daß im wesentlichen qualitativ gefischt wurde und daß nur das Planktonnetz und Planktonsieb als Fanggeräte benutzt wurden; das Nannoplankton, dessen große Bedeutung für den Stoffhaushalt der Gewässer uns die Untersuchungen der letzten Jahre immer klarer enthüllt haben, wurde also bis jetzt nicht berücksichtigt. Die Ergebnisse dieser qualitativen Planktonstudien in den Eifelmaaren werden von anderer Seite zusammengestellt und veröffentlicht werden.

Ich selbst habe einige, wenn auch sehr lückenhafte, Beobachtungen über die Vertikalverbreitung des Netz- oder Siebplanktons angestellt.

Es kam mir dabei darauf an, zu zeigen, welchen Einfluß die eigentümlichen chemischen und thermischen Schichtungsverhältnisse im Ulmener Maar (vergl. Thienemann 1915 p. 329ff.) auf die Planktonten ausüben, und fernerhin auch zahlenmäßig festzustellen, daß die beiden auf Grund ihrer hydrographischen Eigenart unterschiedenen Maartypen (vergl. Thienemann 1913; 1915) auch in planktologischer Beziehung völlig verschiedene Seetypen sind.

Lückenhaft mußten diese Beobachtungen bleiben, weil sie anfangs nur neben den zuerst wichtigeren Untersuchungen über die Hydrographie und Bodenfauna der Maare angestellt wurden und daher wenig zahlreich sind; ihren weiteren Ausbau hat der Krieg unmöglich gemacht. Lückenhaft waren sie auch wegen der angewandten Methodik; das Wasser wurde aus den verschiedenen Tiefen mit einer Pumpe oder einem Wasserschöpfer (Meyerscher Schöpfflasche oder Thiesingschem Wasserschöpfer) entnommen und dann durch ein feinstes Planktonnetz resp.

durch das Kolkwitzsche Planktonsieb filtriert. Daher wurden nur die größeren Planktonten wirklich quantitativ erbeutet.

Da ich aber jetzt Westdeutschland verlasse, so will ich hier doch wenigstens die im Ulmener Maar gewonnenen Ergebnisse, da sie bei der hydrographischen Eigenart des Ulmener Maares nicht ohne allgemeineres Interesse sind, zusammenstellen, so fragmentarisch sie auch sind, und anhangsweise dann auf einige, in den anderen Maaren erzielten Resultate, hinweisen.

Vielleicht regen meine Zeilen zu einer eingehenden, mit den Methoden der modernen Planktonforschung anzustellenden Untersuchung der Vertikalschichtung des Planktons in den Eifelmaaren, die vor allem auch das Nannoplankton berücksichtigen müßte, an. Eine solche Untersuchung wird gerade in den Eifelmaaren leicht wertvolle allgemeine Ergebnisse bringen, weil ja, wie ich zeigen konnte, die verschiedenen Maare gleichsam die Typen des Alpensees und Sees der Tiefebene repräsentieren, Typen, die in der Eifel unmittelbar nebeneinander liegen, sodaß alle geographischen Momente für die Beurteilung ihrer hydrobiologischen Eigentümlichkeiten ausscheiden.

I. Die Planktonschichtung im Ulmener Maar.

Für die hydrographischen Verhältnisse des Ulmener Maares verweise ich auf meine Veröffentlichungen von 1913 und 1915.

Ich will hier nur kurz daran erinnern, daß das Ulmener Maar das kleinste der Eifelmaare ist. Bei einem Durchmesser von 325 bzw. 225 m hat es eine größte Tiefe von 37 m. Durch eine in seiner Tiefe entspringende, natronhaltige Quelle (ca. $^1/_2$ gr Salze im Liter) nimmt es eine Sonderstellung unter allen Maaren ein. Dieses salzigere Wasser erfüllt den Maartrichter nach oben bis zur 20 m-Schicht. Zwischen 12 und 20 m ist eine Mischschicht

vorhanden, in der der Salzgehalt mit der Tiefe zunimmt, darüber lagert ein Wasser mit ziemlich gleichmäßigem, niedrigem Salzgehalt; seine Konzentration beträgt etwa ein Drittel von der des Tiefenwassers. Diese scharfe, das ganze Jahr hindurch vorhandene chemische Schichtung der Wassermassen des Ulmener Maares bringt eine eigenartige Thermik mit sich. Während im Winter, unter Eis, und solange sich die Oberfläche nicht über 4° erwärmt, die Schichtung der Wassermassen des Maares eine katotherme ist, d. h. die Temperatur von der Oberfläche nach der Tiefe zu steigt, ist schon im März eine dichotherme Schichtung vorhanden, d. h. Oberflächenwasser und Tiefenwasser sind wärmer als die mittleren Schichten; und diese Dichothermie wird um so deutlicher, je mehr die Sommersonne die oberen Schichten erwärmt. Im Tiefenwasser ist ein Gas, und zwar höchstwahrscheinlich Methan in großer Menge vorhanden. Starke Oxydationsprozesse setzen bei Eisbedeckung den O_2-gehalt des Maares bis in die oberen Schichten stark herab (bis auf 51,7% der Sättigung direkt unter dem Eis). Bei scharfer thermischer Sprungschicht sinkt im Metalimnion der O_2-gehalt rapide. Das Tiefenwasser von 20 m ab enthält nur 0—1,04 ccm O_2 im Liter. Wie wirkt diese hydrographische Schichtung auf die Schichtung des Planktons im Maare?

A. Die einzelnen Beobachtungsreihen.

a) 2. Februar 1914. 10 Uhr vormittags; unter Eis.

Klares, sonniges, windstilles Wetter. Eisdicke 27 cm; dünne Schneedecke. Lufttemperatur —6,2° C. Wasserfarbe XVIII—XIX (mit mehr Gelb). Sichttiefe 2,75 m. In der Mitte des Maares gearbeitet. Je 1 Liter Wasser mit dem Thiesingschen Wasserschöpfer entnommen und durch das Kolkwitz-Sieb filtriert.

Im Liter Wasser sind enthalten:

Tabelle I.

Tiefe in m	Polyarthra platyptera	Notholca longispina	Triarthra longiseta	Anuraea cochlearis	Anuraea aculeata	Daphnia longispina	Bosmina longirostris	Diaptomus graciloides	Nauplien	Summe der gezählten Planktonten	Temperatur in °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter	O_2-Gehalt in % der Sättigung	Abdampfrückstand in mg pro Liter
0									30	30	0,2	4,99	51,7	193,6
1									12	12	2,6			
2	12	12			12			1	30	67	2,8			
3	50	12		13			1	1	75	152	2,9			
4				12				2	12	26	2,9			
5	30	12							12	54	2,95	4,61	50,7	
7	40							5	12	57				
10	160	12	40	25			5	20	30	292	3,15	4,48	49,5	184,8
25	12					1		8	40	61	3,65	1,96	21,9	222
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6,4	0,47	5,6	438,8
35								1		1	7,4	0,1	1,2	465.6

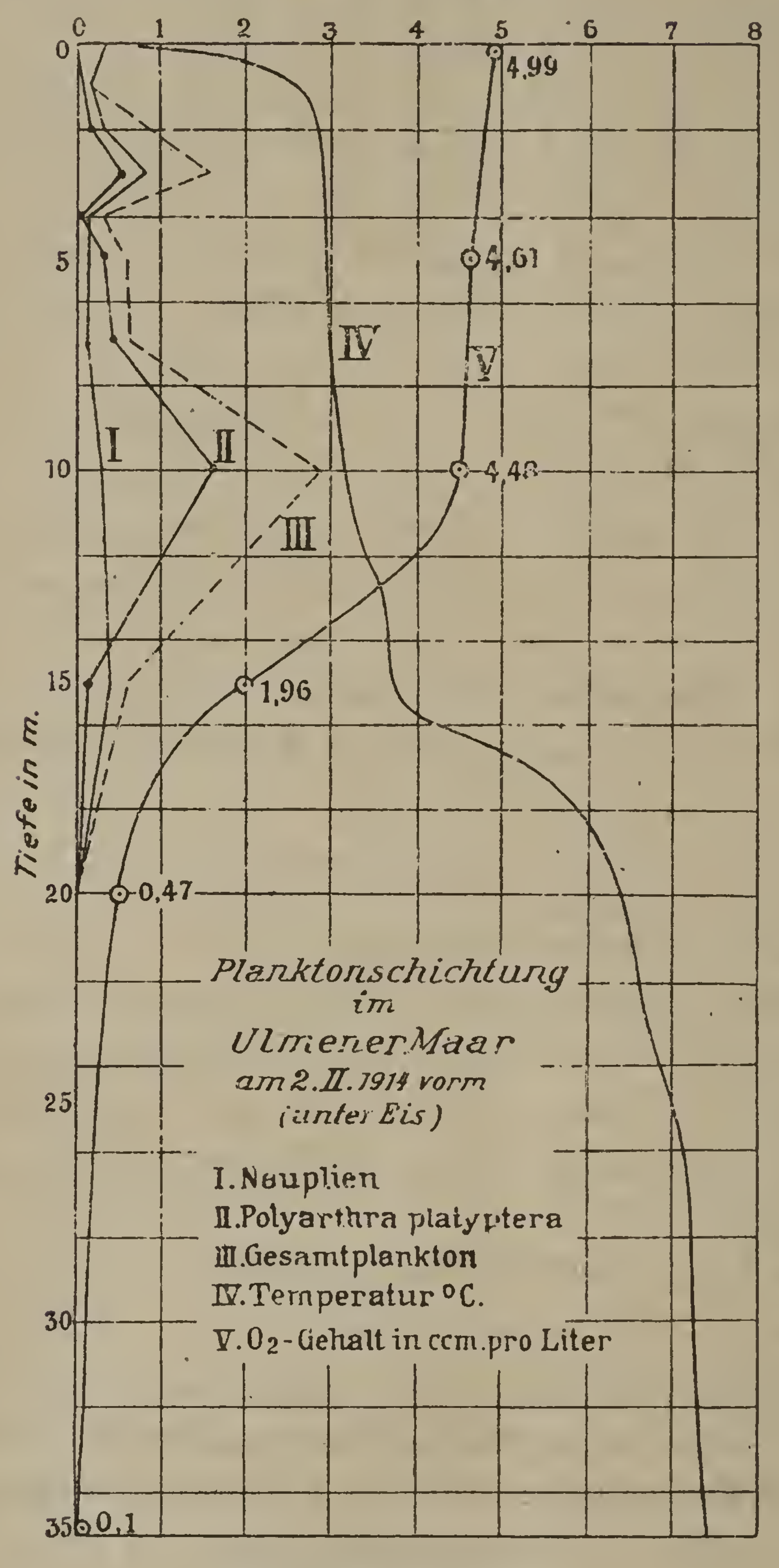
In 35 m eine Corethralarve.

Der Zusammenhang zwischen Plankton- und Sauerstoffschichtung wird durch die graphische Darstellung Kurventafel 1 noch klarer (von der Konstruktion von „Kugelkurven" wurde wegen der niedrigen Planktonzahlen abgesehen).

Es finden sich im Siebplankton also nur tierische Organismen. Die verschiedenen Arten — Rotatorien und Crustaceen — zeigen etwa die gleiche Schichtung: 0—2 m, d. h. die dem Eis zunächst liegenden Schichten enthalten außer Nauplien nichts. 3 m: ein kleines Maximum, wahrscheinlich mit Abschmelzverhältnissen des Eises und dadurch bewirkten Strömungen zusammenhängend.

Bis 10 m Zunahme aller Formen (mit Ausnahme der Nauplien) bis zur Maximalentwicklung; das Maximum ist wohl entwickelt.

Von 10 m an starke Abnahme; in 15 m Planktongehalt schon sehr gering, von 20 m an kein Plankton mehr.



Kurventafel 1.

In 35 m nur 1 Corethralarve, sowie ein *Diaptomus*, letzteres wohl ein Zufallsfund ohne Bedeutung. Ich deute diese Schichtung so:

Bei genügend hohem, gleichbleibenden O_2-gehalt steigt die Planktonmenge mit der Temperatur bis in eine Tiefe von 10 m; hier beginnt plötzlich die chemische Mischschicht und setzt der O_2-schwund ein; das Maximum der Rotatorien wie Crustaceen liegt also an der Grenze chemisch differenter Wasserschichten. Wahrscheinlich liegt hier auch das Maximum der beiden Organismen zur Nahrung dienenden Nannoplanktonten, besonders auch der Bakterien (?)[1]. Der nun mit der Tiefe immer zunehmende O_2-schwund läßt auch das Zooplankton immer mehr verschwinden.

Ein O_2-gehalt von 4,48 ccm pro Liter (= 49,5 %) ist noch für alle Formen normal,

bei 1,96 ccm (= 21,9 %) finden nur noch die Nauplien günstige Lebensbedingungen,

bei 0,47 ccm (= 5,6 %) ist alles Zooplankton verschwunden,

bei 0,1 ccm (= 1,2 %) lebt nur noch die Corethralarve.

b) 6. April 1913, 9 Uhr vormittags.

Nach regnerischer Nacht klar und sonnig. Lufttemperatur 11 h. a. m. 12,5° C. Sichttiefe 3 m. Wasserfarbe XVII (mit mehr Gelb).

Mit der Meyerschen Schöpfflasche Wasser entnommen und je 1 Liter durch das Kolkwitz-Sieb filtriert.

Im Liter Wasser sind enthalten:

---

1) Ruttner (1914, p. 324) meint allerdings, in solchen Fällen liege ev. „eine ähnliche Erscheinung vor, wie die Chemotaxis gewisser Bakterien auf niedrige Sauerstoffspannungen."

Tabelle II.

Tiefe in m	Ceratium hirundinella	Notholca longispina	Triarthra longiseta	Diaptomus graciloides	Nauplien	Gesamtmenge des Zooplanktons	Temperatur in °C	O_2 Gehalt in ccm pro Liter	O_2-Gehalt in % der Sättigung	Abdampfrückstand in mg pro Liter
0	0	0	400	10	38	448	7,2	7,8	95,1	175,2
1	250	110	310	13	44	477	7,5			
2	0	170	375	74	77	696	7,4			
3		62	375	30	5	472	7,4			
5		0	0	14	1	15	7,3	7,4	89,2	182,0
8					1	1	6 m=6,0 7 m=6,0			
10				2	8	10	4,9	6,1	70,1	189,6
15							4,8	2,0	23	208,0
20							4,8	1,5	17,3	418,8
25							6,9	1,5	18,1	418,8
35							7,2	1,0	12,1	478,0

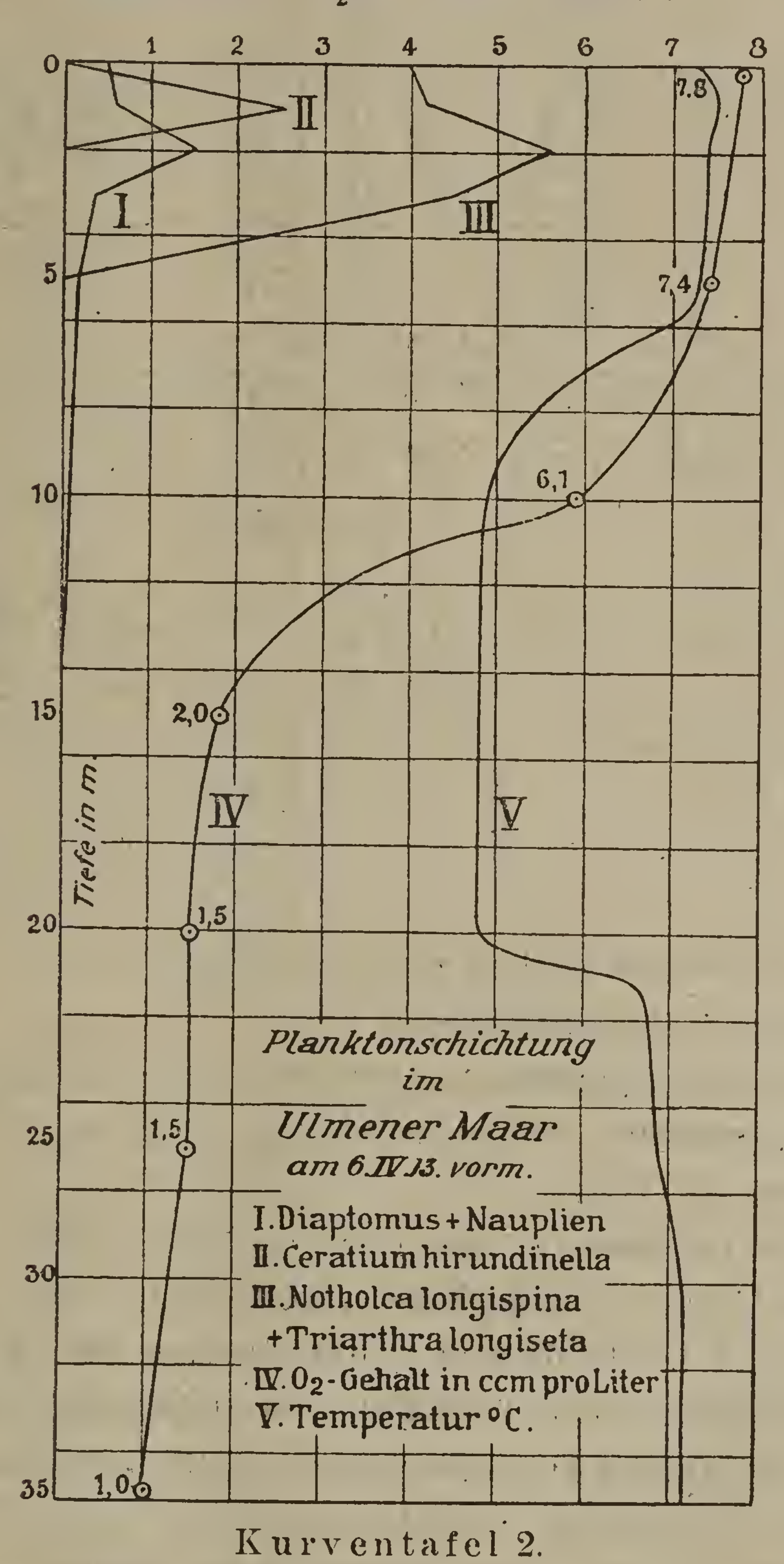
In 20 m sowie dicht über dem Grund Corethralarven; in den Oberflächenfängen keine Corethralarven.

Plankton in nennenswerter Menge findet sich also nur in den obersten 5 Metern. Phytoplankton (*Ceratium*) in 1 m Tiefe.

Maximum des Zooplanktons in 2 m Tiefe. Dieses Maximum kann, wie aus den Kurven unmittelbar hervorgeht, nicht mit chemischen oder thermischen Ursachen zusammenhängen, muß vielmehr rein biologisch — wohl durch Anhäufung von Nannoplanktonten als Nährtieren jener Zooplanktonten — bedingt sein.

Mit Beginn der thermischen Sprungschicht in 5 m Tiefe bei normal hohem O_2-gehalt sind alle Planktonten bis auf die Nauplien verschwunden. Diese, wie vereinzelt *Diaptomus* reichen noch bis 15 m Tiefe, d. h. bis zum Beginn der chemischen Mischschicht.

Es sind also verschwunden:
Diaptomus und Nauplien bei 2 ccm O_2 (= 23 %).
Die Corethralarve lebt noch bei 1 ccm O_2 (= 12,1 %).



Kurventafel 2.

c) 3. Oktober 1912, 9 Uhr vormittags.

Sichttiefe 2,2 m. Wasserfarbe XVII (mit mehr Gelb).

Mit Thiesingschem Wasserschöpfer gesammelt; je 4 Liter durch das Kolkwitz-Sieb filtriert.

1 Liter Wasser enthält:

Tabelle III.

Tiefe in m	Ceratium hirundinella	Asterionella gracillima	Daphnia longispina	Diaptomus graciloides	Nauplien	Summe der Crustaceen	Temperatur in °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter	O_2-Gehalt in % der Sättigung	Abdampfrückstand in mg pro Liter
0	6720	16940	0	21	7	28	10,5	6,3	83,2	112
1	5750	14900	1	20	3	24	10,8			
3	+	+		28		28	10,1			
4	5690	21450	1	25	0	26	9,9			
5	4500	23125	2	15	31	48	9,75	6,39	81,8	127
6	+	+	6	43	3	52	9,5	5,49	69,8	
8	156	1250	0	16	0	16	6,3	1,14	13,5	124
14	0	5		1		1	4,8	Spuren		177
20		0		0			4,8	0		462
30							7,2			478

+ = vorhanden, aber nicht gezählt.

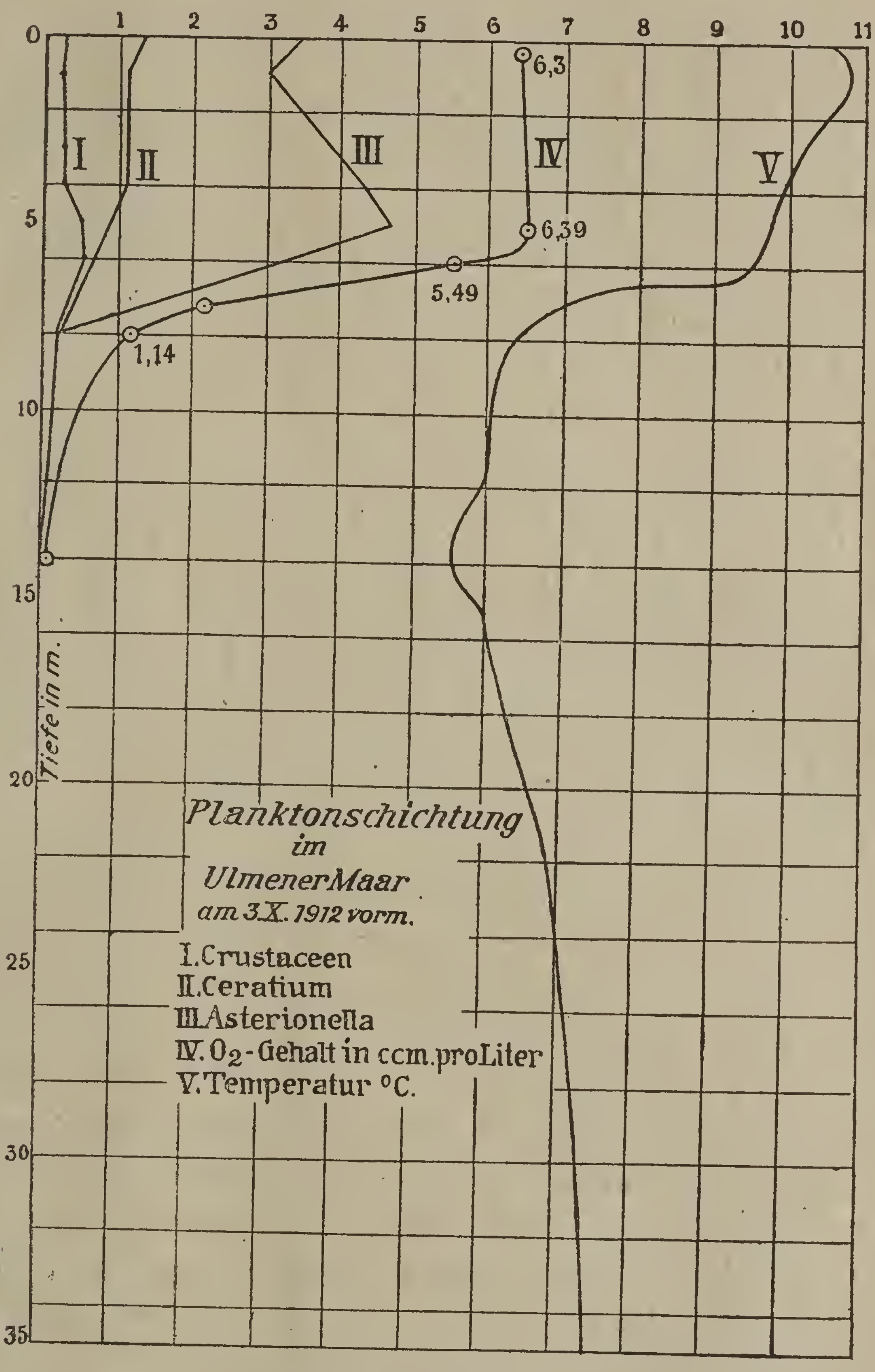
In 20 m Corethralarven.

Vom Phytoplankton bevölkern *Ceratium* und *Asterionella* die obersten Wasserschichten in Menge; *Ceratium* nimmt von 4, *Asterionella* von 5 m Tiefe an ab; sie verschwinden zwischen 8 und 14 m ganz.

Ein Diaptomusmaximum liegt in 6, ein Nauplienmaximum in 5 m Tiefe, d. h. im Beginne der thermischen Sprungschicht und der Schicht der Abnahme des O_2-gehaltes, also an den Grenzen chemisch differenter Schichten. (Für den Versuch der Erklärung dieser Lage vergl. oben p. 109.) Unterhalb der 6 m-Schicht nehmen auch die Crustaceen rasch ab.

Im ganzen also reiche Planktonentwicklung im Epilimnion, rapide Abnahme im Metalimnion, Hypolimnion planktonleer (nur *Corethra* vorhanden).

Bei einem O_2-gehalt von 1,14 ccm (= 13,5 %) sind *Daphnia longispina* und die Nauplien verschwunden,



Kurventafel 3.

Diaptomus tritt noch in geringer Zahl auf; er verschwindet in einem Wasser, das nur noch Spuren O_2 enthält.

Corethra lebt in 20 m Tiefe noch in einem Wasser, in dem chemisch kein Sauerstoff nachzuweisen ist (vergl. hierzu Binge und Juday 1911 p. 122).

d) 9. August 1913, 3—4 Uhr nachmittags.

Ein trüber Tag, ab und zu Regen, zuweilen Sonnenschein. Lufttemperatur 11 h. a. m. 13,5° C. Sichttiefe 1,20 m. Farbe XVII.

Mit Thiesingschem Wasserschöpfer geschöpft; je 1 Liter durch das Kolkwitz-Sieb filtriert.

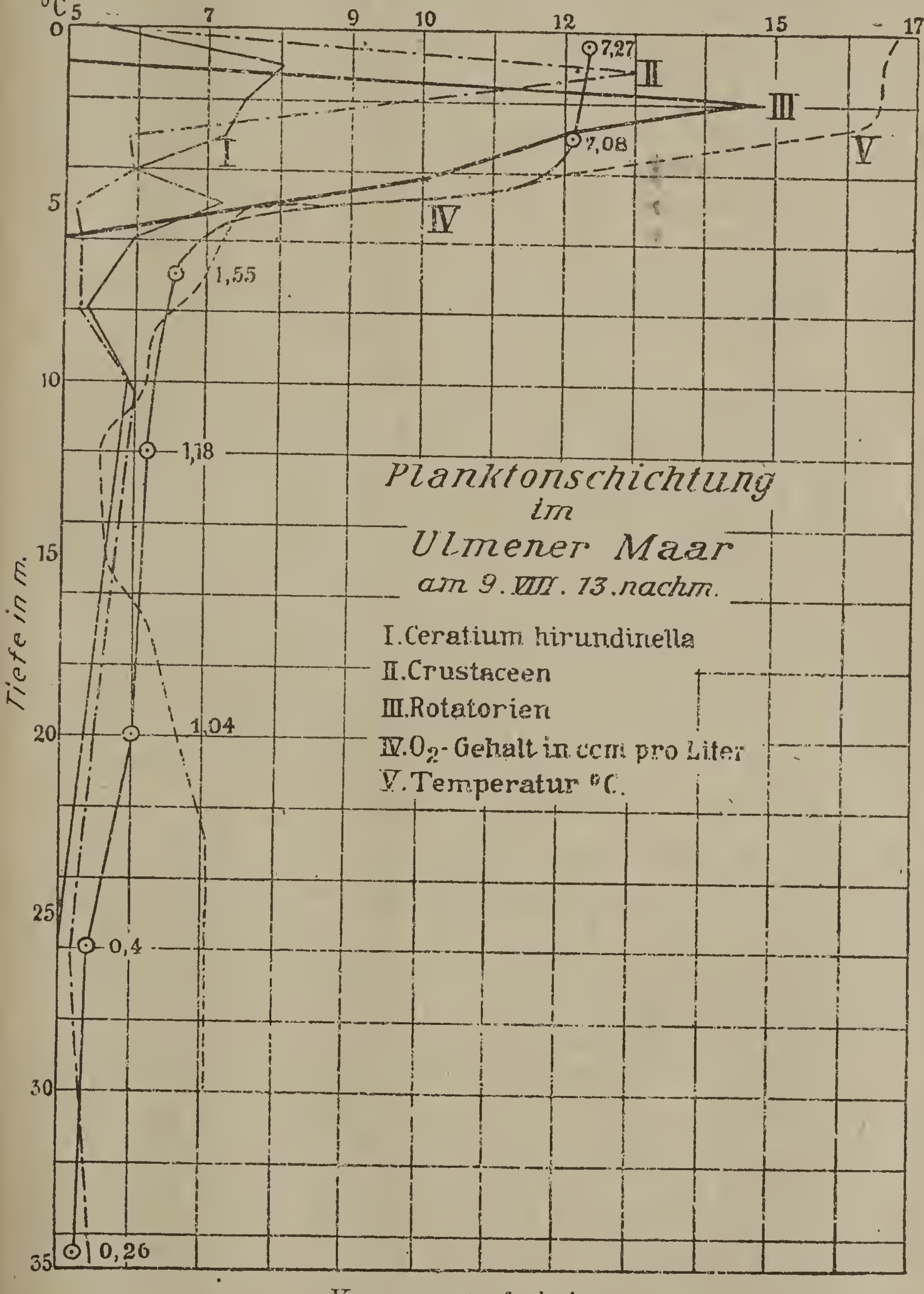
Im Liter Wasser sind enthalten:

Tabelle IV.

Tiefe in m	Ceratium hirundinella	Pedalium mirum	Asplanchna priodonta	Polyarthra platyptera	Mastigocerca	Anuraea cochlearis	Notholca longispina	Summe der Rotatorien	Daphnia longispina	Ceriodaphnia	Bosmina longirostris	Diaptomus graciloides	Nauplien	Summe der Crustaceen	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter	O_2-Gehalt in % der Sättigung	Abdampfrückstand in mg pro Liter
0	350	0	0				0	0	1	25	20	4	100	150	16,06	7,27	108,2	175
1	1500	75	0				0	75	25	425	250	50		750	16,05			
2	1250	310	25		125		500	960	50	275	50	25		400	16,05			
3	1100	350	25				300	675	25	50		10		85	14,9	7,08	101,7	
4	500	250	50	25		50	150	525		75		19		94	12,1			
5	1100			125		100	125	350	4	6		6		16	9,65			
6	500							0	5	1		16		22	7,75			
8	170							0	7			8		15	6,2	7 m = 1,55	7 m = 18,7	
10	450	17					100	117	7	170	50	9	33	269	5,75 12 m = 5,5	12m = 1,18	12m = 13,7	12m = 187
20	130	10	5	10	20	10	20	75	2	150	10	8	20	290	6,6	1,04	12,4	425
25			1					1		16	3	2		21	7,05	0,4	4,8	467,5
35					1			1	1	27	20	4		52	7,05	0,26	3,1	530

Ferner: in 3 m einzelne *Asterionella*; in 10 m 2 Corethralarven.

Dinobryum: in 0 m = 20; 1 m = 100; 2 m = 125; 10 m = 17; 20 m = 40 (mit Cysten!).



Kurventafel 4.

Alle Planktonmaxima liegen also im Epilimnion; rapide Abnahme der Planktonten im bezw. dicht über dem Metalimnion.

Beim Sinken des O_2-gehaltes von 1,04 auf 0,4 ccm verschwinden alle Planktonten; nur Crustaceen sind noch vorhanden.

Bei 0,26 ccm = 3,1 % O_2 sind noch 52 Crustaceen von 4 Arten vorhanden.

Die größte Maartiefe ist also am 9. VIII., verglichen mit den früheren Fängen, noch relativ reich besiedelt: aber es ist ja auch mehr Sauerstoff in der Maartiefe vorhanden, als an den drei ersterwähnten Untersuchungstagen.

B. Allgemeines über die Planktonschichtung im Ulmener Maar.

Während in allen normalen temperierten Binnenseen im Herbst und Frühjahr die Wassermassen bis in die größten Tiefen umgeschichtet und daher auch die Seetiefen völlig durchlüftet werden, bringt es die durch die Tiefenquelle des Maares hervorgerufene saline Schichtung mit sich, daß im Ulmener Maare im Winterhalbjahr nur ganz geringe Mengen Oberflächenwasser bis in die Tiefe gelangen. Die saline Schichtung bleibt jahraus jahrein erhalten und nur minimale Sauerstoffmengen gelangen in die Maartiefe.

Es besteht also im Ulmener Maar auch stets ein Sauerstoffgefälle von der Oberfläche bis zur Tiefe, während in normalen Seen dieses nur im Sommer bei wohlentwickelter Sprungschicht und eventuell im Winter bei Eisbedeckung vorhanden ist.

Halten sich also im Ulmener Maar im Tiefenwasser die Sauerstoffwerte an oder unter der Grenze der für das Leben der einzelnen Planktonten nötigen Sauerstoffhöhe, so besteht theoretisch die Möglichkeit, den Einfluß des Sauerstoffgehaltes auf das Vorkommen bezw. Verschwinden der einzelnen Komponenten des Planktons hier jederzeit zu studieren.

Vergleicht man die einzelnen Beobachtungsreihen,

so zeigt sich, daß das Plankton stets nur in den obersten Wasserschichten in nennenswerter Masse entwickelt ist.

Beim Fehlen der thermischen Sprungschicht am 2. II. 14 unter Eis erreicht es sein Maximum in 10 m Tiefe, ist bei 15 m Tiefe auf ein Minimum zusammengeschrumpft, bei 20 m (bis auf die Corethralarve) völlig verschwunden.

Bei schwach entwickelter Sprungschicht, am 6. IV. 13, hat es seine Maximalentwicklung in 1 und 2 m Tiefe, ist in 10 m Tiefe ganz verschwunden.

Bei ausgeprägter Sprungschicht am 9. VIII. 13 ist das Plankton-Maximum in 1 und 2 m Tiefe sehr scharf; von der unteren Grenze des Metalimnions in 7 m Tiefe ab ist nur sehr wenig Plankton vorhanden, das bis zur größten Maartiefe immer mehr abnimmt.

Sinkt die thermische Sprungschicht im Herbst hinab — vgl. die Untersuchung vom 3. X. 12 — so liegen die Planktonmaxima auch etwas tiefer (4—6 cm); dicht unter dem Metalimnion sinkt die Planktonmenge von 8 m an bis in 14 m Tiefe auf Null.

Nur die obersten Schichten des Maares — im Winter bis etwa 10—15 m, im Sommer bis etwa 5 m Tiefe — sind also planktonreich. Die Maartiefe dagegen ist minimal besiedelt, ja zu Zeiten fast azoisch.

Daß aber diese Verteilungsbilder des tierischen (Netz- oder Sieb-) Plantons nicht etwa einzig und allein auf die Differenzen in der Vertikalverteilung des Sauerstoffs zurückzuführen sind, geht aus folgender Überlegung hervor.

Es ist verschwunden:

am 2. II. 14 alles Zooplankton (mit Ausnahme der Corethralarve) in 20 m Tiefe bei 0,47 ccm = 5,6 % O_2;

am 6. IV. 13 die Rotatorien in 5 m Tiefe bei 7,4 ccm = 89,2 % O_2,

Diaptomus nebst Nauplien in 15 m Tiefe bei 2,0 ccm = 23 % O_2;

am 3. X. 12 *Daphnia longispina* und Nauplien in 8 m Tiefe bei 1,14 ccm = 13,5 % O_2

(*Diaptomus* lebt noch in Wasser, das nur Spuren O_2 enthält);

am 9. VIII. 13 fast alle Rotatorien in 25 m Tiefe bei 0,4 ccm = 4,8 % O_2

(die Crustaceen leben noch in Wasser mit 0,26 = 3,1 % O_2).

Wenn also z. B. die Rotatorien noch bei 1,04 (= 12,4 %) bis 0,4 ccm (= 4,8 %) O_2 leben können, so kann ihr Verschwinden am 6. IV. 13 bei 7,4 ccm (= 89,2 %) O_2 nichts mit dem Sauerstoffgehalt zu tun haben; das gleiche gilt z. B. für *Diaptomus graciloides*, der noch im Wasser lebt, das nur Spuren O_2 enthält, am 6. IV. 13 aber schon bei 2,0 ccm O_2 (= 23 % O_2) verschwunden ist[1]).

In diesen Fällen wird, wie ich oben p. 109 angedeutet habe, die Beschränkung des Zooplanktons auf bestimmte Schichten wohl mit der Vertikalverteilung der diesen Zooplanktonten zur Nahrung dienenden Nannoplanktonten in Beziehung stehen. Der exakte Beweis hierfür ist allerdings noch zu erbringen.

Auch unsere Untersuchungen zeigen wiederum, daß das Sauerstoffminimum für die Planktontiere ein sehr niedriges ist, was vor allem schon Juday (Birge und Juday 1911 p. 121 ff.) sowie auch Behrens (1914) gezeigt haben. Unsere Zahlen stehen mit den von den genannten Forschern gefundenen Werten in guter Übereinstimmung.

C. Notizen über die tägliche Vertikalwanderung des Planktons in den Maaren.

Um wenigstens Klarheit darüber zu gewinnen, ob in den Maaren überhaupt tägliche Vertikalwanderungen des Planktons stattfinden — die Tatsache dieser Plankton-

1) „Oberhalb von 2 cm³ p. l. spiegeln sich Schwankungen des Sauerstoffgehaltes nicht mehr in der vertikalen Verteilung des Zooplanktons“ (Ruttner 1914 p. 324).

wanderungen ist ja bekanntlich von einigen Autoren überhaupt bezweifelt worden — wurden im Gemündener und Ulmener Maar einige Stichproben gemacht.

So wurden im Gemündener Maar am 28. VIII. 11 4—7 Uhr nachmittags (Wind, Sonnenschein) und am 29. VIII. 11 4—7 Uhr morgens (ruhiges Wetter, Nebel) in den oberen 7 Metern aus den verschiedenen Schichten je 25 Liter Wasser gepumpt und durch das Planktonnetz filtriert. Das Ergebnis für *Diaptomus graciloides* und *Diaphanosoma brachyurum* zeigt Tabelle V.

Tabelle V.

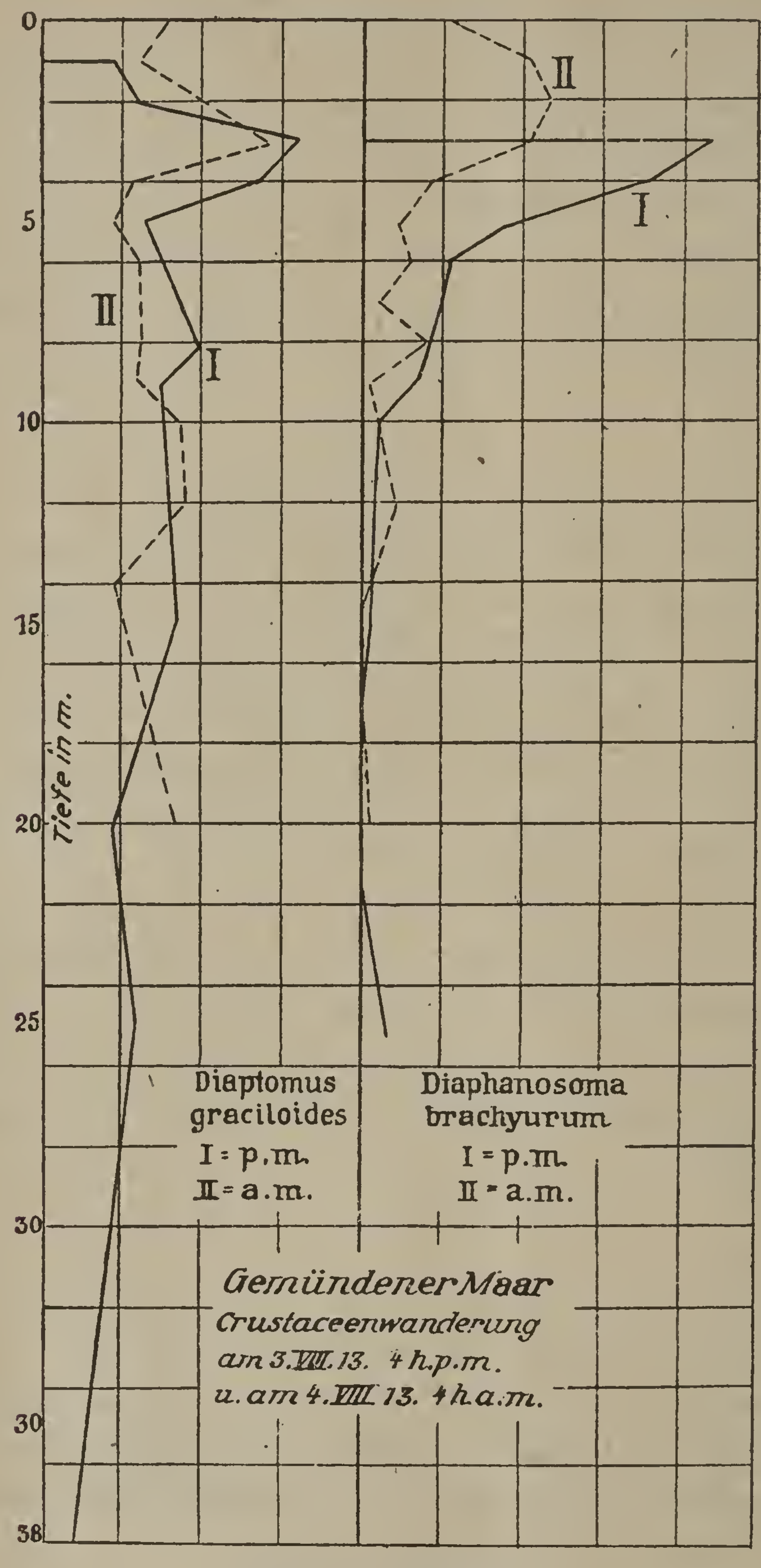
Im Liter Wasser sind vorhanden:

Tiefe in m	Diaptomus graciloides		Diaphanosoma brachyurum		Temperatur °C	
	p. m 28. VIII.	a. m 29 VIII.	p m 28. VIII.	a. m 29. VIII.	28. VIII.	29. VIII.
0,2	1	2	0	0	21,3	20
0,5	1	4	0	5		
1	1	4	0	3	20,75	20,5
2	5	—	1	—	21,3	20,45
3	10	9	7	3	20,75	20,4
4	9	7	18	6	20,55	20,4
5	6	6	13	6	20,5	20,38
6	6	11	30	4	20.45	20,38
7	—	30	—	11	18,8	18,4

Während nachmittags die 1 m-Schicht pro Liter nur von 3 *Diaptomus* besiedelt ist, *Diaphanosoma* sogar ganz fehlt, sind in den Morgenstunden 8 *Diaptomus* und 8 *Diaphanosoma* vorhanden. Ein nächtliches Aufsteigen dieser Krebse findet zweifellos statt.

Ähnlich war das Ergebnis bei Fängen im Gemündener Maar am 3. VIII. 13 4 h. p. m. (Sonne, windstill) und 4. VIII. 13 4 h. a. m. (Nebel, windstill).

Wanderungen, die sich aber nur im Epilimnion abspielen, wurden, wie Kurventafel 5 zeigt, beobachtet bei



Kurventafel 5.

Diaptomus und *Diaphanosoma;* bei *Cyclops,* Nauplien und Rotatorien waren sie nicht zu beobachten. Auch hier

fand ein nächtliches Aufsteigen der Krebse an die Wasseroberfläche statt. Im Liter Wasser waren vorhanden von *Diaptomus graciloides:*

	abends	morgens
in 0 m	0	16
in 1 m	9	12
in 2 m	12	19
in 3 m	32	29
in 4 m	27	11
in 5 m	13	9

von *Diaphanosoma brachyurum*

	abends	morgens
in 0 m	0	12
in 1 m	0	21
in 2 m	0	23
in 3 m	43	21
in 4 m	35	9
in 5 m	18	5

Auch diesmal fehlte tagsüber *Diaphanosoma* in den oberen Schichten bis 3 m ganz. *Diaptomus* fehlte im obersten Meter.

Diese Ergebnisse stehen im besten Einklang mit den an anderen klaren Seen (z. B. der Alpen) gewonnenen Ergebnissen (vgl. Ruttner p. 308 ff.; Steuer p. 348 ff.).

Im Ulmener Maar wurden Untersuchungen über die Vertikalwanderung des Planktons im September 1911 und August 1913 angestellt.

Am 2. IX. 11 wurde morgens 4 Uhr (a) und nachmittags 4 Uhr (p) untersucht. Die sehr scharfe Temperatursprungschicht lag zwischen 2 und 4 m.

Die Ergebnisse zeigt Tabelle VI.

Tabelle VI.

Im Liter Wasser sind enthalten:

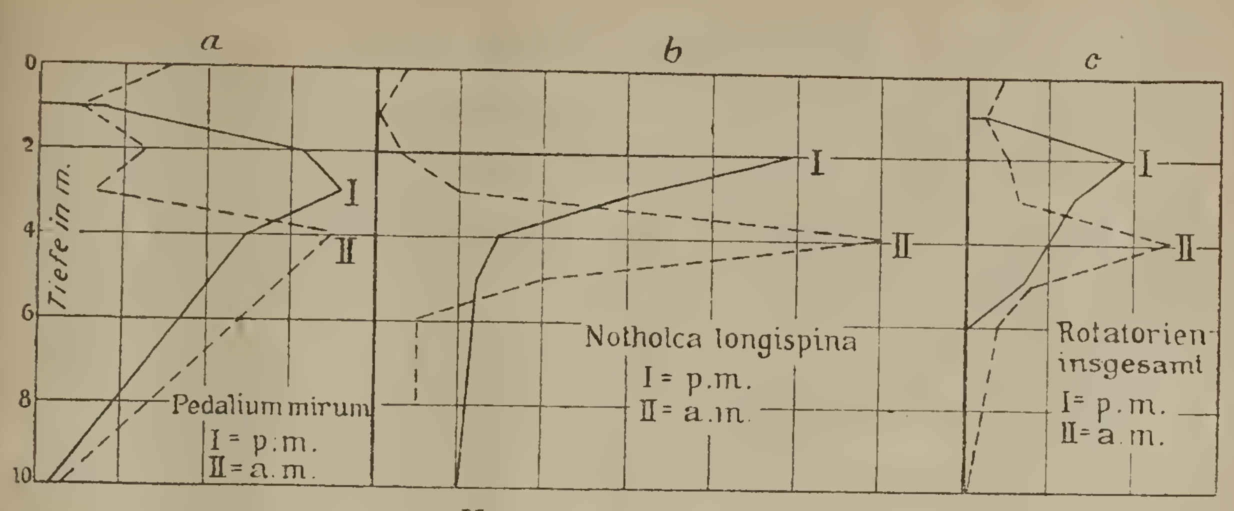
Tiefe in m	Ceratium hirundinella		Pedalium mirum		Bosmina longirostris		Daphnia longispina		Cerio-daphnia		Diaptomus graciloides		Nauplien		Corethra plumicornis-Larven		Temperatur °C
	a.	p.	a.	p.	a.	p.	a.	p.	a.	p.	a.	p.	a.	p.	a.	p.	
0,2	737	1192	60	15	16	55	25	18	33	71	30	7	47	122	1	0	18,3 22,5
1	1268	615	117	59	7	1	21	29	46	143	40	23	41	28	1	0	18,5 19,75
2	626	290	200	60	0	0	14	4	72	70	31	31	0	3	$^1/_{10}$	0	18,3 18.6
3	246	318	114	110	2	0	16	16	132	28	50	27	2	22	$^1/_{10}$	0	15 15,5
4[1]	32	84	6	10	0	0	1	$^1/_2$	6	0	5	6	248	192	$^1/_{10}$	0	11 11
5	4	6	0	0	0	0	0	0	0	0	$1^1/_2$	$1^1/_2$	16	0	0	0	8 7,5
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	$^1/_{12}$	0	0	0	0	0	6,5 6,5
7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	$^1/_6$	$^1/_8$	0	0	0	0	6,2 6,2
8	nur tote Planktonreste und Detritus																6,0 6,1
9																	5,8 6,0

Pedalium und *Diaptomus* sind morgens in der obersten Schicht viel zahlreicher als abends, die Corethralarve fehlt abends in den obersten 7 m ganz, während sie morgens vorhanden ist. Dagegen sind — ganz unerwarteterweise — *Bosmina*, *Ceriodaphnia* und vor allem die Nauplien abends zahlreicher an der Oberfläche vorhanden als morgens. Bei *Daphnia* sind Wanderungen nicht zu beobachten. Die Wanderungen spielen sich nur im Epilimnion ab.

Die am 9. VIII. 13 3—4 h. p. m. und 10. VIII. 13 $4^1/_2$—$5^1/_2$ h. a. m. gewonnenen Ergebnisse zeigen die Kurventafeln 6, 7 und 8.

---

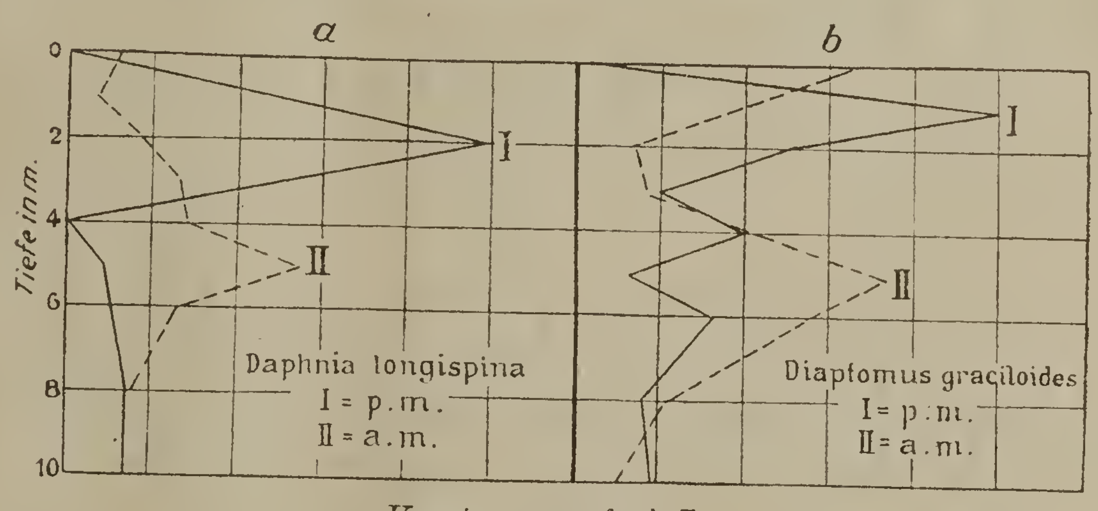
1) In 4 m tritt plötzlich auch *Triarthra longiseta* in ziemlicher Anzahl auf, während sie sonst fehlt.



Kurventafel 6.
Rotatorienverschiebung im Ulmener Maar am 9. VIII. 13 3—4 h. p. m. und am 10. VIII. 13 4^{45}—5^{30} h. a. m.

Verschiebungen sind deutlich von den Rotatorien bei *Pedalium mirum* und *Notholca longispina* (sowie der Gesamtmenge der Rotatorien); bei *Asplanchna*, *Polyarthra Mastigocerca* und *Anuraea cochlearis* reicht das Material zur Beurteilung nicht aus. Die Verschiebungen spielen sich nur im Epilimnion ab (die thermische Sprungschicht lag zwischen 2 und 6 m).

Nachmittags ist die 1 m-Schicht rotatorienfrei, morgens von Rädertieren schwach besiedelt. Doch liegt das Rotatorienmaximum — siehe alle 3 Kurven der Tafel 6 — morgens stets tiefer als abends!

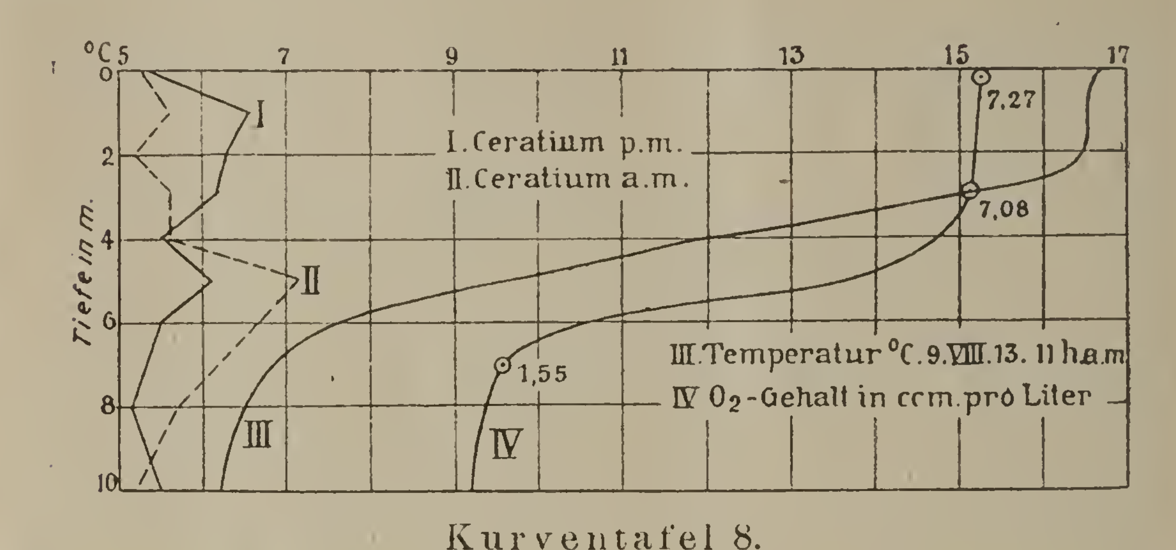


Kurventafel 7.
Crustaceenverschiebung im Ulmener Maar am 9. und 10. VIII. 13.

Ähnlich scheinen die Verhältnisse bei den Crustaceen, *Daphnia* und *Diaptomus* zu liegen (vgl. Tafel 7): stärkere Besiedelung der unmittelbaren Oberfläche morgens als

abends, aber tiefere Lage des Maximums morgens als abends.

Schließlich verschiebt sich auch, wie Tafel 8 zeigt, das *Ceratium*-Maximum, das nachmittags in 1 m Tiefe liegt, morgens in 5 m Tiefe.



Kurventafel 8.
Ceratium-Verschiebung im Ulmener Maar am 9. und 10. VIII. 13.

Augenscheinlich handelt es sich hier — wie auch bei den Ulmener-Maar-Fängen vom 2. IX. 11 — nicht um rein aktive Wanderungen, sondern um passive Verschiebungen durch Convectionsströme. (Vgl. Ruttner p. 313—314). Die Wassertemperaturen betrugen am 9. und 10. VIII. 13:

	nachmittags	morgens
in 0 m Tiefe	16,7°	16,05°
„ 1 „ „	16,5°	16,05°
„ 2 „ „	16,5°	16,05°
„ 3 „ „	15°	14,9°
„ 4 „ „	12°	12,1°
„ 5 „ „	9,9°	9,65°
„ 6 „ „	7,75°	7,75°

Das höher liegende Tagesmaximum der Planktonten wird durch die nächtliche Abkühlung der Oberfläche und die damit verbundenen Convectionsströme in tiefere Schichten hinabgezogen und steigt dann am Tage wieder aktiv in höhere Schichten auf.

II. Planktonreichtum und Planktonschichtung in den übrigen Eifelmaaren.

Auf Grund ihres hydrochemischen und hydrophysikalischen Verhaltens hatte ich (1913 und 1915) die Eifelmaare in zwei scharf unterschiedene Gruppen geteilt:

Gruppe I umfaßt die tiefen Maare Pulvermaar, Weinfelder Maar, Gemündener Maar. Sie ähneln den großen Alpenseen.

Gruppe II umfaßt die flachen Maare Schalkenmehrener Maar, Holzmaar und Meerfelder Maar. Sie ähneln den Seen der Norddeutschen Tiefebene.

Ich habe weiterhin schon früher (vor allem 1915 p. 312ff.) darauf hingewiesen, daß auch in planktologischer Hinsicht beide Maargruppen grundverschiedene Seetypen repräsentieren.

Schon in qualitativer Hinsicht sind Unterschiede vorhanden.

„So ist z. B. in den Maaren der Gruppe I *Diaptomus graciloides* orangerot gefärbt, in denen der Gruppe II von normaler Färbung; *Bosmina longirostris*, *Daphnia longispina var. hyalina* und die Larven von *Corethra plumcornis* treten nur in II auf, fehlen in I vollständig; auch die *Ceriodaphnia*-Formen sind in beiden Gruppen verschieden.“ Eine genaue Analyse der zahlreichen qualitativen Netzfänge wird die Unterschiede wohl noch stärker hervortreten lassen.

Uns interessieren hier an dieser Stelle vor allem die Unterschiede in quantitativer Beziehung.

Schon die einfache, makroskopische Untersuchung des mit dem Planktonnetz erbeuteten Materials zeigt, daß die Maare der Gruppe I planktonarm sind, ja zu den planktonärmsten Seen gehören, die wir kennen, während die Maare der Gruppe II eine reiche, teilweise sehr reiche Entwicklung des Planktons besitzen. Eine Berücksichtigung des Nannoplanktons wird diese Behauptung nur noch bestärken.

Daß sich diese Unterschiede in der Planktonproduktion auch in dem verschiedenen Diatomeen-Reichtum der Tiefenschlammablagerungen der Maare zeigen, habe ich 1915 p. 313—314 betont.

Ziemlich klar treten diese Unterschiede schon bei der rohen Ermittlung der sogen. Planktonrohvolumina hervor.

Es waren vorhanden bei etwa gleichzeitigen Zügen mit dem gleichen Planktonnetz:

Aus 10 m Tiefe

Gruppe I:
im Pulvermaar 0,1—1,3, im Durchschnitt 0,5 ccm Plankton,
im Gemündener Maar 0,2—0,8, im Durchschnitt 0,4 ccm Plankton;

Gruppe II:
im Schalkenmehrener Maar 0,4—1,1, im Durchschnitt 0,7 ccm Plankton,
im Holzmaar 1,0—2,8, im Durchschnitt 1,9 ccm Plankton,
im Meerfelder Maar 1,8 ccm.
[Im Ulmener Maar 0,3—0,9, im Durchschnitt 0,6 ccm Plankton.]

Aus 15 m Tiefe

Gruppe I:
im Pulvermaar 0,5—1,4, im Durchschnitt 0,8 ccm Plankton,
im Gemündener Maar 0,3—0,7, im Durchschnitt 0,5 ccm Plankton;

Gruppe II:
im Schalkenmehrener Maar 0,2—1,4, im Durchschnitt 0,8 ccm Plankton,
im Holzmaar 1,0—3,8, im Durchschnitt 4,6 ccm Plankton.
[Im Ulmener Maar 0,3—1,0, im Durchschnitt 0,5 ccm Plankton.]

Aus 20 m Tiefe

Gruppe I:
im Pulvermaar 0,2—1,8, im Durchschnitt 1,0 ccm Plankton,

im Gemündener Maar 0,15—1,0, im Durchschnitt 0,5 ccm Plankton,
im Weinfelder Maar 0,15—0,5, im Durchschnitt 0,3 ccm Plankton;

Gruppe II:
im Schalkenmehrener Maar 0,5—1,8, im Durchschnitt 1,0 ccm Plankton,
im Holzmaar 4,0 ccm Plankton.

Die Bestimmung der Rohvolumina ist eine recht fehlerhafte und rohe Methode; schärfer werden die Ergebnisse — bei denen ja, wie nochmals hervorgehoben sei, nur die gröberen, die Netz- und Siebplanktonten, berücksichtigt wurden, — wenn man die Ergebnisse einiger unserer Plankton-Zählungen gegenüberstellt. Zuerst sei auf 3 Fänge unter Eis im Februar 1914 hingewiesen.

Tabelle VII.
Pulvermaar.

Tiefe in m	Diaptomus graciloides	Nauplien	Notholca longispina	Anuraea cochlearis	Polyarthra platyptera	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	0	0	0	0	0	0	9,22
1	0	0	0	0	0	1,25	
2	2					1,25	
3	1					1,4	
4	26		12	12			
5	19	12				2,1	
7	12						
10	12			12		2,8	
12	12			12	12		
15	6	12					
20	2	2				3,2	
30	5					3,6	
50	1					3,9	
75	2					4,05	6,82

Tabelle VII gibt die Anzahl der Planktonten im Liter Wasser im Pulvermaar (Gruppe I) am 5. II. 14. (Eisdicke 22 cm. Luft 10 h. a. m. —5° C. Sonniges Wetter. Wasserfarbe VIII. Sichttiefe 10 m.)

Wie man ohne Weiteres sieht, ist die Planktonmenge überaus gering.

Phytoplankton war in diesen Siebfängen überhaupt nur so wenig vorhanden, daß es nicht gezählt werden konnte. Die Gesamtzahl der Planktonten überschritt in keiner Schicht pro Liter 50.

Tabelle VIII.

Schalkenmehrener Maar.

Tiefe in m	Asterionella gracillima	Diaptomus graciloides	Nauplien	Cyclops	Daphnia longispina	Bosmina longirostris	Anuraea cochlearis	Triarthra longiseta	Notholca longispina	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0											9,2
1	450									1,3	
2	300									1,3	
3	1500	1	25							1,3	
4	1650				1						
5	1100	3	12			6		12		1,3	
6	1650	4	25			13	12				
7	900	11	1			11	25	25	12		
8	2000	8	12		1	13					
9	1400	30	25		1	10		12			
10	1400	17	25			4	25	12		1,5	8,8
12	550	3	12		2	1	50		25		
15	225	1	12	1	1	1				1,9	8,2
20	50	1	40		7	3	40			2,5	
21	125	4	75	1	1	7	50			2,6	7,1

Ganz wesentlich höhere Zahlen zeigte das Schalkenmehrener Maar (Gruppe II). Tabelle 8 gibt die Zahl der Planktonten im Liter Wasser am 3. II. 14. (Eisdicke 25 cm;

geringe Schneebedeckung, klares, sonniges Wetter. Luft 10 h. a. m. +0,5°. Wasserfarbe XII—XI. Sichttiefe 5 m). Die Planktonmenge ist reich (nur dicht unter dem Eis findet sich nichts); Phytoplankton ist wohl entwickelt. In keiner Schicht — abgesehen von der 0 Meter-Schicht — sind weniger als 100, meist aber viel mehr Planktonten im Liter Wasser vorhanden. Von 3—10 m wird die Zahl 1000 überschritten, ja in 8 m Tiefe sogar die Zahl 2000.

Noch größer waren die Zahlen pro Liter Wasser im Holzmaar am 4. II. 14 unter Eis. Vergl. Tabelle 9. [Eisdicke 30 cm. Sonniges Wetter. Luft 2 h. p. m. +4° C. Wasserfarbe XIV. Sichttiefe 2 m].

Tabelle IX.

Holzmaar.

Tiefe in m	Fäden von Oscillatoria sp.	Synedra delicatissima	Diaptomus graciloides	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	4000	0	0	0,3	10,41
1	17600	1200	11	2,1	
2	65000	6000	19		
3	145000	25000	15	2,6	
4	140000	34000	3		
5	72000	23000	3	2,65	
6	112000	33000	6		
7	48000	15600	2		
8	29000	21000	5		
10	88000	79000	0	2,8	9,74
12	15000	12500	1		
15	5600	17600	3	3,1	
17	9600	24400	2		
18	3300	8400	1		
19	7200	10000	0	3,5	7,04

(In 6 m Triarthra longiseta einzeln.)

Das Plankton, und zwar speziell das Phytoplankton, das aus *Oscillatoria* und *Synedra* besteht, zeigt eine überaus starke Entwicklung. Mit Ausnahme der 0-Meter-Schicht sind stets weit über 10000 Planktonten im Liter Wasser vorhanden. Ja in den mittleren Schichten finden sich Zahlen über 100000! Im Maximum 174000 Planktonten pro Liter! Das sind schon ganz gewaltige Planktonproduktionen!

Weiterhin stelle ich 3 Sommerfänge aus 2 Maaren der Gruppe I und einem Maar der Gruppe II einander gegenüber. Ich gebe hier nur die Gesamtzahlen für das Phytoplankton und Zooplankton pro Liter Wasser. Tabelle X zeigt die Verhältnisse im Weinfelder Maar (Gruppe I) am 8. VIII. 13. (Sonne. Luft 11 h. a. m. 14,5°. Farbe des Wassers VIII. Sichttiefe 9,5 m. Thermische Sprungschicht zwischen 8 und 12 m).

Tabelle X.

Weinfelder Maare.

Tiefe in m	Phyto-plankton	Zooplankton	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	25	4	16,5	7,32
1	25	6	16,5	
3	25	3	16,5	
5	75	11	16,4	
7	50	14	16,1	
10	25	36	11,9	
12		45	9,8	
15		12	8,0	
20		10	6,4	8,82
35		25	5,2	
50		2	4,6	8,25

Die Planktonmenge ist überaus gering; in keiner Schicht wird die Zahl 100 pro Liter erreicht. Das (Netz-)

Phytoplankton, das aus *Ceratium* und *Dinobryum* besteht, ist minimal entwickelt.

Etwas höher sind die Zahlen im Gemündener Maar, das ebenfalls zu Gruppe I gehört. Tabelle 11 zeigt die Fänge vom 3. VIII. 13. (Sonniger, stiller Nachmittag. Luft 4 h. p. m. 22,5° C. Sichttiefe 9,5 m. Farbe VIII. Sprungschicht zwischen 6 und 9 m).

Tabelle XI.
Gemündener Maar.

Tiefe in m	Phyto-plankton	Zooplankton	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	0	0	19,5	7,32
1	0	9	19,2	
2	12	36	18,7	
3		136	18,7	
4		86	18,25	
5	12	83	17	7,59
6	90	27	16,4	
7	75	121	15,2	
8	275	81	13,2	
9	500	63	11,25	
10	50	75	10,7	
12	25	85	9,5	
15	30	191	6,6	
20		147	5,75	
25	25	131	4,9	8,25
38	0	46	4,6	7,77

Aber auch hier ist die Phytoplanktonentwicklung relativ gering, wenn auch stärker als in dem viel tieferen und klareren Weinfelder Maar. Die Zahlen für die Gesamtplanktonmenge bewegen sich im allgemeinen zwischen 100 und 200 Individuen pro Liter und erreichen nur in 8 und 9 m Werte von zirka 300—600.

Ganz andere Zahlen erhält man, wenn man mit diesen beiden Tabellen (X und XI) die im Schalkenmehrener Maar (Gruppe II) am 4. X. 12 gewonnenen Resultate vergleicht. (Siehe Tabelle XII). (4. X. 12 9 h. a. m. Luft +5° C. Sichttiefe 5 m. Farbe XII. Sprungschicht zwischen 13 und 14 m).

Tabelle XII.
Schalkenmehrener Maar.

Tiefe in m	Phyto-plankton	Zooplankton	Temperatur °C	O_2-Gehalt in ccm pro Liter
0	1390	67	10,1	6,90
1	1670	1	10,2	
2	580	5		
3	920	5	10,2	
4	950	5	10.2	
5	1130	12	10.3	
7	4450	69	10,2	
10	1430	17	10,2	
12	3180	6	13 m = 10,25	
13,5	1090	66	14 m = 8,0	6.61
16	50	15	7,0	2.97
18	0	2		1,30
20	0	0	6,25	0,74

Das Phytoplankton (*Asterionella* und *Ceratium*) ist reich entwickelt. Fast in allen Schichten des Epilimnions liegen die Zahlen für das Gesamtplankton über 1000, ja erreichen Werte über 3000 und 4000 Individuen pro Liter.

Auf Grund der hier angeführten Tabellen und des übrigen mir noch vorliegenden Materials kann man die Unterschiede in der Planktonproduktion der Maare der beiden Gruppen[1]) in Kürze so charakterisieren:

1) Es kann, wie mehrfach betont, bis jetzt nur das Netz- bezw. Siebplankton berücksichtigt werden.

Maargruppe I: Planktonarm, vor allem ganz arm an Phytoplankton. In keinem Maar dieser Gruppe, und zu keiner Zeit und in keiner Schicht werden Individuenzahlen des Siebplanktons über 1000 pro Liter erreicht.

Maargruppe II: Reich, z. T. sehr reich an Plankton. Phytoplankton stark entwickelt; im Holzmaar erreicht es in einzelnen Schichten selbst unter Eis Werte von über 100000 Individuen pro Liter; im Sommer Wasserblüte im Holzmaar. Im Schalkenmehrener Maar selbst unter Eis Werte über 1000 Individuen pro Liter.

Das Ulmener Maar — vergl. Tabelle 1—4, 6 — schließt sich nach der Intensität seiner Planktonentwicklung der Maargruppe II an.

Daß die Verschiedenheit des Plankton-Reichtums beider Maargruppen — und zwar insbesondere des Reichtums an Phytoplankton — z. T. wenigstens die Verschiedenheiten beider Maargruppen in Bezug auf die Sauerstoffverhältnisse des Hypolimnions ausschlaggebend bedingt, habe ich früher (1915 p. 312ff.) gezeigt.

Es fragt sich nun noch, ob auch die Vertikalschichtung des Planktons im Sommerwasser bei beiden Maargruppen eine prinzipiell verschiedene ist. (Vergl. Thienemann 1915 p. 314. 317). Zweifellos sind bei den Maaren der Gruppe I die obersten Wasserschichten (am Tage) nicht oder nur minimal besiedelt — Parallele mit den Alpenseen! —, während sie bei den Maaren der Gruppe II eine reichere Planktonentwicklung aufweisen — vergl. die Seen der norddeutschen Tiefebene!

Indessen reicht für eine eingehendere Darstellung — vor allem, was die Verhältnisse des Hypolimnions anlangt — das vorliegende Material leider nicht aus.

Hier liegt für weitere Studien ein dankbares Arbeitsfeld vor.

Literaturverzeichnis.

1914. Behrens, H. Die vertikale Verteilung des Crustaceenplanktons. Eine hydrobiographische Studie. Aus dem kgl. Institut für Meereskunde zu Berlin. Seenstudien. Sakrower-See. Berlin 1914.

1911. Birge, E. A. und Juday, Ch. The Inland Lakes of Wisconsin. The dissolved Gases of the Water and their biological Significance. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bull. No. XXII.

1914. Ruttner, F. Die Verteilung des Planktons in Süßwasserseen. Abderhaldens Fortschritte der Naturwissenschaftlichen Forschung. Bd. X, Heft 7.

1910. Steuer, A. Planktonkunde. Leipzig und Berlin. B. G. Teubner.

1913. Thienemann. Physikalische und chemische Untersuchungen in den Maaren der Eifel. Teil I. Verhandl. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalens. 70. 1913 p. 249—302.

1915. Thienemann. Physikalische und chemische Untersuchungen in den Maaren der Eifel. Teil II. Ebenda 71. 1914. p. 273—389.

Chironomiden aus dem Rheinland.

Von

August Thienemann,
Plön (Holstein).

Durch meine Übersiedelung nach Plön hat meine Sammeltätigkeit in Westdeutschland ihren Abschluß gefunden.

Ich habe daher, damit das Material in meinen Papieren nicht vergraben bleibt, die von mir in Westfalen und dem Rheinland beobachteten Chironomiden, wennschon ich einzelne Notizen darüber bereits in verschiedenen anderen Veröffentlichungen gebracht habe, noch einmal übersichtlich zusammengestellt. Das Verzeichnis der westfälischen Arten wird im Jahresbericht des Westfälischen Provinzialvereins für Wissenschaft und Kunst für das Jahr 1918 erscheinen; es umfaßt über 300 Arten und Varietäten.

Wesentlich geringer ist die Ausbeute aus dem Rheinland, da ich hier nur gelegentlich sammeln konnte. Und doch ist bei der viel reicheren geographischen Gliederung des Rheinlandes zu erwarten, daß seine Chironomidenfauna noch bedeutend vielgestaltiger sein wird, als die Westfalens. Faunistischer und ökologischer Forschung der Zukunft steht hier also noch ein weites Gebiet offen.

Nicht aufgenommen sind im allgemeinen in die folgende Liste die bereits in meiner „Chironomidenfauna der Eifelmaare“ verzeichneten Arten.

Bei jeder Art, deren Metamorphose schon bekannt ist, ist die Stelle der Metamorphosenbeschreibung zitiert, an der auch die weitere Literatur nachgesehen werden

mag: bei Arten mit noch unbekannter Metamorphose ist wenigstens angegeben, wo die Imaginalbeschreibung erschienen ist. Außerdem ist bei jeder Art die Verbreitung außerhalb des Rheinlandes angegeben.

Subfamilie *Ceratopogoninae.*

1. *Forcipomyia Thienemanni* Kieff. (Rieth p. 437; Kieffer in: Bull. Soc. Ent. France 1912 p. 103).
   5. VIII. 1910 unter einem morschen Holzbalken an der Urfttalsperre.
2. *Forcipomyia allocera* Kieff. (Rieth p. 438).
   2. X. 12 am Ulmener Maar in faulendem Kartoffelkraut, zusammen mit *Psychoda*-Larven. Leg. Dr. Jacobfeuerborn.

Subfamilie *Tanypodinae*

(vgl. hierzu Zavřel 1919).

3. *Pelopia spec. 1* (Larve und Imago nicht bekannt).
   5. VIII. 1910 Urfttalsperre (Puppenhaut).
   Westfalen.
4. *Pelopia barbatipes* Kieff.
   5. VIII. 1910 Urfttalsperre (Puppenhaut).
   Rügen, Westfalen, Böhmen.
5. *Pelopia monilis* (L).
   Laacher See; Eifelmaare.
   Westfalen, Böhmen, Mähren, Thüringen, Norddeutsche Seen, Schweizer Seen, Dänemark, Schweden, Lappland, Nordamerika.
6. *Pelopia* spec. 2 (Larve und Puppe unbekannt).
   27. VI. 1911 eine Puppenhaut vom Laacher See.
   Faistenauer Hintersee bei Salzburg.
7. *Pelopia niveiforceps* Kieff.
   4. IV. 1910 Urfttalsperre.
   Schweden: Vätternsee.

8. *Macropelopia ènhydra-bimaculata* (Kieff.) Zavřel.
   6. X. 1913 Maria Laach; Olefbach bei Schleiden.
   Westfalen, Thüringen, Lothringen, Rügen, Schweden, Dauphinée - Alpen, Dänemark, Apenin, Böhmen, Mähren.
9. *Trichotanypus longistilus* Kieff.
   10. VIII. 1910 Puppenhäute von der Oberfläche des Ulmener Maares und des (16. VIII. 1010) Laacher Sees. (Artzugehörigkeit nicht ganz sicher.)
   Schweden; Thüringen (?).
10. *Trichotanypus* spec. a. (Larve und Imago unbekannt.)
    8. VIII. 1910 Weinfelder Maar, Puppenhaut.
    Westfalen.
11. *Trichotanypus distinguendus* Kieff.
    4. IV. 1910 Urfttalsperre, Puppenhaut. (Artzugehörigkeit nicht ganz sicher.)
    Westfalen.
12. *Protenthes bifurcatus* (Kieff.).
    15. IX. 1911 Ruhr bei Ackerfähre oberhalb Duisburg.
    Westfalen, Dänemark.
13. *Protenthes Kraatzi* Kieff.
    27. VI. 1911 Laacher See, Puppenhaut.
    Westfalen, Thüringen, Böhmen, Mähren, Dänemark, Genfer See.

Subfamilie ***Orthocladiinae.***

14. *Thienemanniella clavicornis* Kieff. (Thienemann 1912e p. 81; Kieffer 1911 c. p. 201.
    11. X. 1911 Larven im Moos des Lenneper und Borner Baches an der Remscheider Talsperre.
    Sauerland; Rohra nördl. Schneidemühl.
15. *Cricotopus fusciforceps* Kieff. (Kieffer 1919).
    15. IX. 1911 Ruhr bei „Ackerfähre“ oberhalb Duisburg, im Algenbesatz der Steine.

16. *Cricotopus hyalinus* Kieff. (Kieffer 1919).
    15. IX. 1911 Ruhr am Kahlenberg bei Mülheim. Larven in den schwimmenden Blättern von Glyceria.
17. *Cricotopus rivicola* Kieff. (Kieffer 1919).
    11. IV. 1913 die blaßrötlichen Larven leben frei auf feuchtem Laub einer kleinen Quelle (7,5°) am Weg von Schalkenmehren zum Weinfelder Maar, zusammen mit *Planaria alpina* und den Larven von *Pericoma nubila*.
18. *Cricotopus silvestris* Meig (vergl. Thienemann 1915 p. 14).
    15. IX. 1911 Ruhr am Kahlenberg und der Schloßbrücke bei Mülheim, Meerfelder Maar.
    Greifswald, großer Plöner See.
19. *Orthocladius rivicola* Kieff. (Potthast 1914 p. 264; Kieffer 1911 c p. 181.)
    4. IV. 1910 Puppenhäute auf der Urfttalsperre an der Pulvermühle.
    Bachform: Sauerland, Nordschweden.
20. *Orthocladius rivulorum* Kieff. (Potthast p. 264—266).
    4. IV. 1910 in der Urft bei Gemünd die Larven- und Puppengehäuse an Steinen. An jeder Puppe kriecht eine sehr bewegliche 6-beinige Milbenlarve.
    Sauerland, Pfälzer Wald, England.
21. *Orthocladius hygropetricus* Kieff. (Potthast p. 282, 283; Kiefer 1911 c p. 181).
    6. IV. 1913 N.-W. Zuflußrinnsal des Ulmener Maares (8,5°). Die grünliche Larve in kurzen Sandgängen auf Holz und Blättern, zusammen mit den Larven von *Tinodes assimilis*, *Crunoecia irrorata*, *Orphnephila testacea*, *Nemura* sp.; ferner Poduriden, Gamasiden, *Gammarus pulex*, *Vitrina diaphana*.
    Sauerland.
22. *Dachylocladius clypeatus* Kieff. (Potthast p. 293-94; Thienemann 1912e p. 80; Imaginalbeschreibung noch nicht erschienen).

4. IV. 1910 Urft bei Malsbenden.
Sauerland; Rohra bei Schneidemühl.

23. *Dactylocladius* (*Chaetocladius*) *petraeus* Kieff. (Kieffer 1919).
25. VI. 1911 Seitenquelle im Brohltal, zusammen mit *Metriocnemus hygropetricus* und *Brillia petrensis*.
Auch von der Bäreninsel bekannt. (Sammlung Dr. Koch).

24. *Trichocladius niveimanus* Kieff. (Potthast p. 302, Kieffer 1915b p. 83—84).
4. X. 1913 die grünlichen Larven in Röhren aus braunflockigem Detritus auf Steinen des Olefbaches oberhalb Schleiden, unterhalb der Holzdestillation Marienglück.

25. *Trichocladius bryophilus* Kieff. (Potthast p. 304, Kieffer 1919).
6. X. 1912 Alfbach bei Strohn, Eifel. In Fontinalis, zusammen mit *Thienemanniella* sp.

26. *Trichocladius glyceriae* Kieff. (Potthast p. 305—306).
27. VI. 1911. Im Laacher See in Glyceria minierend.

27. *Trichocladius niveiforceps* (Kieffer 1915b p. 84).
4. X. 1913 Olefbach unterhalb von Schleiden.
Sauerland.

28. *Phaenocladius foliosus* Kieff. (Kieffer 1919).
2. X. 1912 Ulmen, in faulendem Kartoffelkraut, das am Maar liegt.

29. *Trichocladius curtipalpis* Kieff. (Kieffer 1911b p. 29).
26. VI. 1911. An einem Klosterteich von Maria Laach schwärmend.

30. *Camptocladius minimus* Meig.
5. IV. 1910 am Ausflußstollen des Laacher Sees schwärmend.
Sauerland.

31. *Camptocladius foenisuga* Kieff. (Potthast p. 374. Kieffer 1919).
    5. X. 1912 in faulem Heu am Holzmaar, zusammen mit *Metriocnemus brevicornis* leg. Dr. Jacobfeuerborn.
32. *Camptocladius pentasema* Kieff. (Kieffer 1919).
    7. X. 1912 an einer Quelle bei Daun schwärmend.
33. *Prodiamesa praecox* Kieff. *var. ichthyobrota* Kieff. (Kieffer-Thienemann 1916 p. 509).
    4. IV. 1910 Tiefenschlamm der Urfttalsperre an den Pulvermühlen; „Maarbach“ in Schalkenmehren; vgl. *Chironomus subrectus.*
    Westfalen, Sachsen, Thüringen, Rügen, Schweden, Faeröer.
34. *Metriocnemus hygropetricus* Kieff. (Potthast p. 338—341).
    25. VI. 1911 Seitenquelle im Brohltal (oberhalb Brohl).
    Westfalen, Rügen, Holstein, Schweden.
35. *Metriocnemus longicornis* Kieff. (Potthast p. 341).
    5. X. 1912 Alfbach bei Gillenfeld, Eifel; leg. Dr. Jacobfeuerborn.
36. *Metriocnemus brevicornis* Kieff. (Imaginalbeschreibung noch nicht veröffentlicht).
    5. X. 1912 in faulem Heu am Holzmaar, zusammen mit den Larven von *Camptocladius foenisuga, Forcipomyia* sp.; *Psychoda* sp.; *Pericoma* sp.
37. *Metriocnemus* (?) *cubitalis* Kieff. (Potthast p. 362—367; Kieffer 1911c p. 200).
    4. IV. 1910 Urfttalsperre bei den Pulvermühlen; im Tiefenschlamm.
    Sauerland.
38. *Brillia petrensis* Kieff. (Potthast p. 350).
    25. VI. 1911 Seitenquelle im Brohltal, Eifel.

Subfamilie *Chironominae.*

39. *Eutanytarsus flavofasciatus* Kieff. (Bause p. 51).
4. IV. 1910 Urfttalsperre.
Thüringen.

40. *Chironomus subrectus* Kieff. (Imaginalbeschreibung noch nicht veröffentlicht).
8. IV. 1913 im „Maarbach“ im Dorf Schalkenmehren, im Schlamm, zusammen mit *Prodiamesa praecox var. ichthyobrota*, *Tanytarsus* sp.; *Tubifex*, *Pisidien.*

41. *Chironomus Thummi* Kieff. (Kieffer-Thienemann 1916 p. 507).
15. XI. 1911 im Schlamm der Ruhr bei Mülheim und Ackerfähre oberhalb Duisburg.
Westfalen, Sachsen, Berlin, Marburg, Karlsruhe, Kaiserslautern, Nürnberg, Holstein, Dänemark, Schweden.

42. *Endochironomus nymphella* Kieff. (Thienemann 1915 p. 11).
15. XI. 1911 Ruhr bei Mülheim. Auch im Schalkenmehrener Maar.

43. *Chironomus brevitibialis* Zett. (Kieffer 1911 b p. 30—31. Goetghebuer 1912a p. 16—17).
Zu dieser oder einer nächst verwandten Art stelle ich Puppenhäute, die am 8. VIII 1910 auf der Oberfläche des Weinfelder Maares sowie am 4. VIII 1913 auf dem Gemündener Maar gesammelt wurden.
Westfalen, Sachsen, Norddeutsche Seen, Belgien, Schweden.

44. *Chironomus* (*Cryptochironomus*) *defectus* Kieff. (Kieffer 1913a p. 16—17). Zu dieser, sicher eine neue Gattung bildenden, oder einer nächst verwandten Art stelle ich folgende Puppenhäute:
4. VIII. 1913 Weinfelder Maar. 10. VIII. 1910 Ulmener Maar.
Westfalen, Thüringen, Schweizer Seen, Norddeutsche Seen, Norderney.

var. citrinellus (Kieff.) (Kieffer 1913b p. 41).

Von Kieffer als selbständige Art beschrieben, gehört nach der Puppe — die sich nicht von der Defectuspuppe unterscheiden lässt, hierher.

15. XI. 1911 Ruhr am Kahlenberg bei Mülheim.

Literatur.

1913. Bause, E. Die Metamorphose der Gattung Tanytarsus und einiger verwandter Tendipedidenarten. Ein Beitrag zur Systematik der Tendipediden. Archiv f. Hydrobiol. u. Planktonkunde. Suppl.-Bd. II.

1912a. Goetghebuer, M. Études sur les Chironomides de Belgique. Mém. Class. Scienc. Acad. Royale Belg. 2ème Série 8⁰. T. III.

1911b. Kieffer, J. J. Nouvelles Descriptions de Chironomides obtenus d'éclosion. Bull. Soc. Hist. Nat. Metz. 27. Heft.

1911c. — — Nouveaux Tendipédides du groupe Orthocladius. Bull. Soc. Ent. France No. 8 p. 181—187; No. 9 p. 199—202.

1913a. — — Nouveaux Chironomides (Tendipédides) d'Allemagne. ibid. 28. Heft.

1915b. — — Beschreibung mitteleuropäischer Chironomiden. Broteria. Ser. Zool. Vol. XIII. fasc. II.

1919. — — Neue Chironomiden aus Mitteleuropa. Archiv für Hydrobiologie u. Planktonkunde. Suppl.-Bd. II (im Druck).

1916. Kieffer und Thienemann. Schwedische Chironomiden. Archiv f. Hydrobiol. u. Planktonkunde. Suppl.-Bd. II.

1914. Potthast, A. Über die Metamorphose der Orthocladius-Gruppe. Ibid.

1915. Rieth, J. Th. Die Metamorphose der Culicoidinen (Ceratopogoninen). Ibid.

1912e. Thienemann, A. Beiträge zur Kenntnis der westfälischen Süßwasserfauna. IV. Die Tierwelt der Bäche des Sauerlandes. 40. Jahresbericht Zool. Sekt. Westf. Prov.-Ver. f. Wiss. u. Kunst. Münster i. W.

1915. — — Die Chironomidenfauna der Eifelmaare. Mit Beschreibung neuer Arten von Prof. Dr. Kieffer. Verhandl. Naturhist. Ver. Preuß., Rheinlands u. Westfalens. 72.

1919. Zavřel, J. Die Metamorphose der Tanypinen. Teil II. Archiv für Hydrobiol. u. Planktonkunde. Suppl.-Bd. II (im Druck).

Taf. I.

SW.

700 – - Berg

NO.

ss

SW.
Botrange
Pannensterz-Kopf
Hahnheister Berg
Steling - Berg
Hoscheit
Langschoss
NO.
700 — 600 — 500 — 400 — 300 — 200 — 100 — 0
Venn - Rumpffläche mit Härtlingen
— 500 — 400 — 300 — 200 — 100 — 0
Profil No. 1
0 1 2 3 4 5 km.

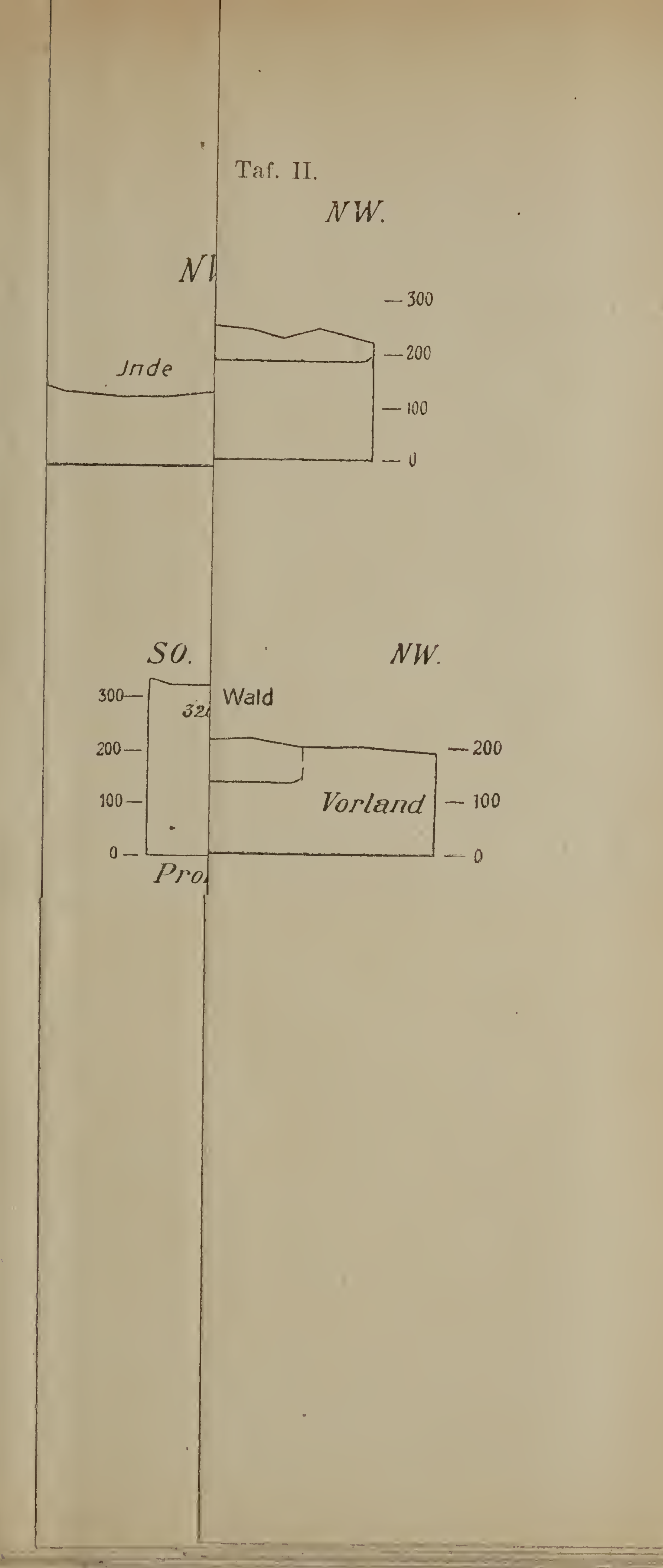
Steling-Berg
SO.
600 — 500 — 400 — 300 — 200 — 100 — 0
Venn - Rumpffläche mit Härtling
500 m. Stufe
450 m. Stufe
Weser
F. Mospert
400 m. Stufe
Jter-Bach
360 m. Stufe
Johberg
Kreide
310 m. Stufe
Gippenhag
Geul
245 m. Stufe
NW.
—300 —200 — 100 — 0
Gebirgsabfall mit Stufen
Fußfläche
Profil No 2
0 1 2 3 4 5 Km.

SO.
Hoscheit
600 — 500 — 400 — 300 — 200 — 100 — 0
Venn - Rumpffläche mit Härtling
500 m. Stufe
Petergensfeld
452,1 m.
450 m. Stufe
360 m. Stufe
Jter-Bach
Berlotte
290 m
290 m.
Bingel-Berg
290 m.
Ausichts-Turm
358 m.
Kreide
NW.
— 400 — 300 — 200 — 100 — 0
Gebirgsabfall mit Stufen
Fußfläche
Aachener Wald
Profil No 3
0 1 2 3 4 5 km.

SO
Langschoss
600 — 500 — 400 — 300 — 200 — 100 — 0
Venn
500 m Stufe
Struffelt
450 m Stufe
Vicht
360 m. Stufe
320 m Stufe
Walheim
Jterbach
NW.
— 300 — 200 — 100 — 0
Gebirgsabfall mit Stufen
Fußfläche
Profil No 4
0 1 2 3 4 5 Km.

SO
Langschoss
600 — 500 — 400 — 300 — 200 — 100 — 0
400 m. Stufe?
360 m Stufe
Vicht
320 m. Stufe
Breinig
Dorff
Jnde
Horst von Verlautenheide
Kaninsberg
NW
— 300 — 200 — 100 — 0
Gebirgsabfall mit Stufen
Fußfläche
Profil No 5
0 1 2 3 4 5 km.

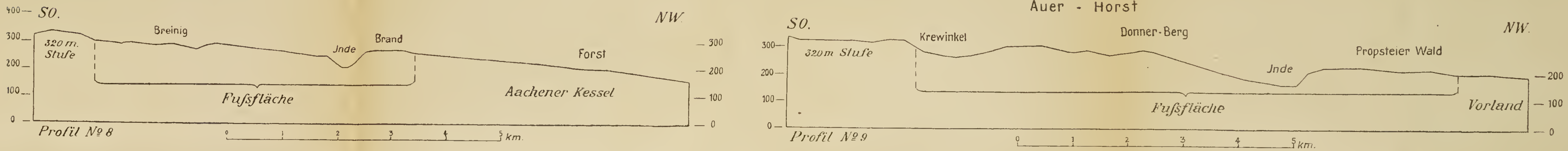
Taf. II.



NW.
NW
— 300
— 200
— 100
— 0
Jnde
SO.
NW.
300—
200—
100—
0—
Wald
32
— 200
— 100
— 0
Vorland
Pro

SO. Hubertushöhe 360 m Stufe 290 m Stufe 270 m Stufe Wehe Nothberger Horst NW. Jnde Gebirgsabfall mit Stufen Fußfläche Profil № 6

SO. 360 m. Stufe Haasbach Marzelheide Lontzener Bach NW. Fußfläche Profil № 7



Jnde Vicht Weser Struffelt Langschoss Wehe Vent Grenze N S

500 m Stufe 435-450 m Stufen 400 m Stufe 360 m Stufe 340 m Stufe 320 m Stufe 290 m Stufe 210 m Stufe

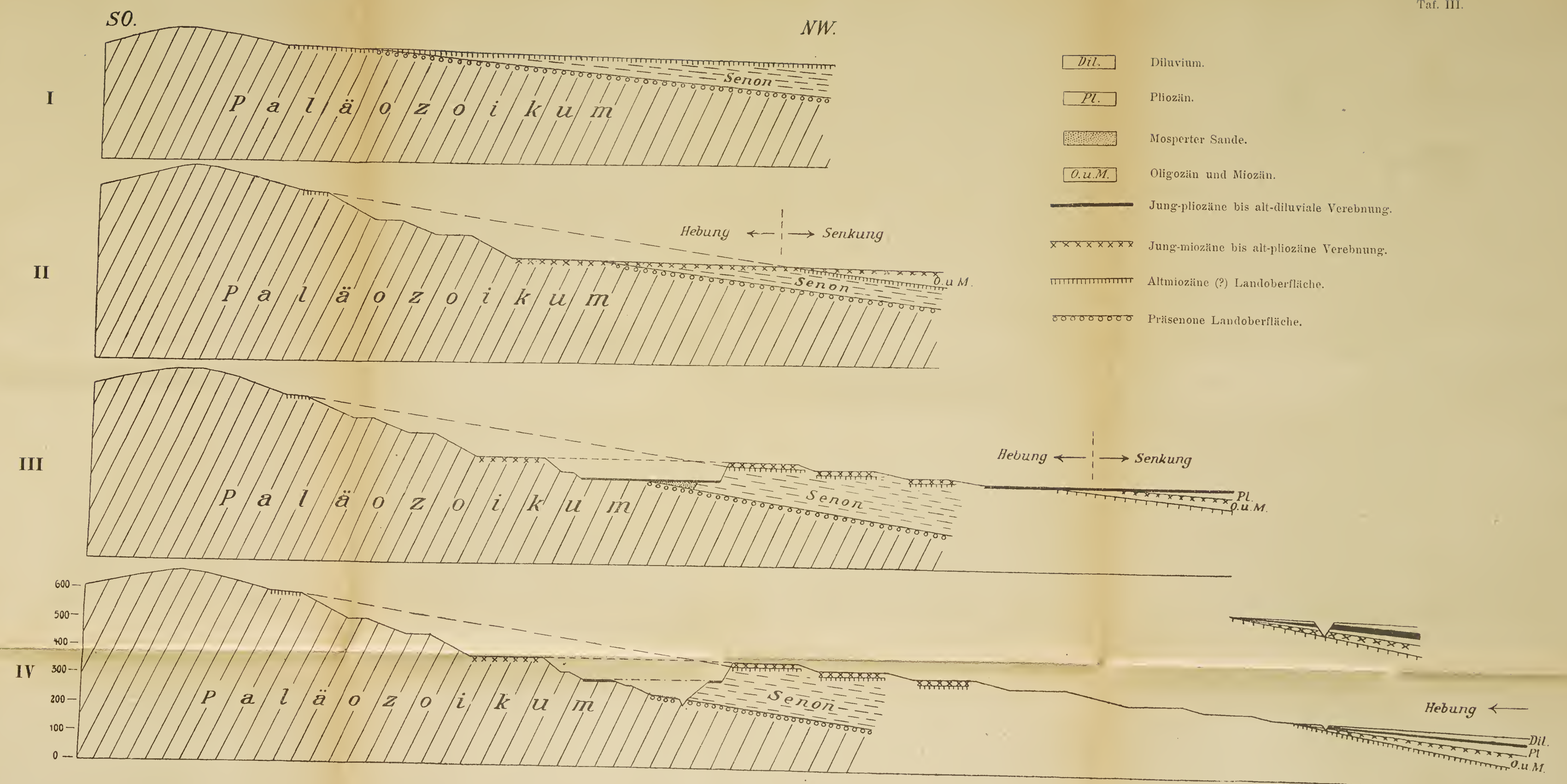
Schematische Übersichtskarte über die Stufen des Gebirgsabfalles.

Taf. III.

N

enon

Se



Schematische Profile über die Entwicklungsgeschichte des Gebirgsabfalles.

I Zustand im Altmiozän. II Zustand im Jungmiozän. III Zustand vor der Hauptterrassenzeit. IV Heutiger Zustand.

360m-Stufe

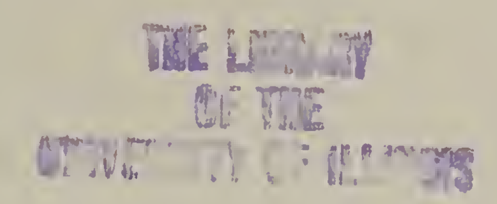
Plateau des Aachener Waldes

340m-Stufe

320m-Stufe

290m-Stufe

270m-Stufe



chtsl

Lous Berg

Struffelt

Langschoss

Roscheit

Steling Berg

Hahnheister Berg

Pannensterz Kopf

Botrange

Reichsgrenze

Grenze der Kreide

Venn Hochfläche

500m-Stufe

450m Stufe

440m-Stufe

400m-Stufe

360m-Stufe

Plateau des Aachener Waldes

340m Stufe

320m-Stufe

290m Stufe

270m Stufe

Fußfläche

Junge Verebnungsfläche

Haupterrasse d. Maas

Senkungsgebiete

Morphologische Übersichtskarte des Vennabfalls.

1 : 75000

Höhenlinien im Abstand von 20m.

Margarete Kirchberger

Berliner Lithographisches Institut Berlin W. 35

Autoren- und Sachregister

zu den Verhandlungen.

1917.

Der Jahrgang 1917 der Sitzungsberichte, Abteilung A—D, fällt aus.



Autorenregister.

Sachregister.

Bericht über die Lage und die Tätigkeit des Vereins während des Jahres 1916.

1. **Mitglieder.** Die Anzahl der ordentlichen Mitglieder betrug am 1. Januar 1916 437

Verstorben sind	18	
Ausgetreten	11	
	29	
Eingetreten sind	3	— 26
Anzahl der ordentlichen Mitglieder am 31. Dez. 1916		411

2. **Vereinsschriften.** Der Jahrgang 1915 der Verhandlungen umfaßt $19^3/_4$ Bogen mit 4 Tafeln und 4 Textbildern. Sitzungsberichte sind für das Jahr 1915 nicht erschienen. Der Umfang des Jahrgangs 1916 der Verhandlungen beträgt $14^3/_8$ Bogen mit 12 Tafeln und 23 Textfiguren, der Sitzungsberichte $5^3/_4$ Bogen mit 3 Tafeln und 8 Textfiguren.

3. **Kapitalverwaltung.** Sieh S. II und III.

4. **Bibliothek.** Aus dem Nachlaß des in Bonn verstorbenen Herrn Apotheker Saalmann wurden dem Verein von seiner Gemahlin eine Anzahl Zeitschriften und Einzelbände überwiesen. Außerdem erhielt die Bücherei Geschenke von den Herren Dr. Behr in Bonn, Stadtrat Hahne in Stettin, Dr. Quiring in Berlin und Dr. Schauß in Godesberg.

5. **Sammlungen.** Die botanische Abteilung erhielt das von Herrn Apotheker Saalmann hinterlassene Herbarium zum Geschenk, die zoologische Abteilung von Herrn Privatdozent Dr. Reichensperger eine Anzahl Käfer aus dem Vereinsgebiet.

Der Vorstand spricht allen auch an dieser Stelle nochmals seinen verbindlichen Dank aus. Die Arbeiten in der Bücherei und im Museum wurden nach besten Kräften, wenn auch infolge des Mangels an Hilfarbeitern in beschränktem Umfange weiter geführt. Eine Versammlung wurde im Jahre 1916 nicht abgehalten. Mit Rücksicht auf die Papierknappheit müssen wir auf den Abdruck der Mitgliederliste und des Verzeichnisses der Schriften, welche der Verein während des Jahres 1916 erhielt, verzichten.

Haupt-Rechnungs-Abschluß

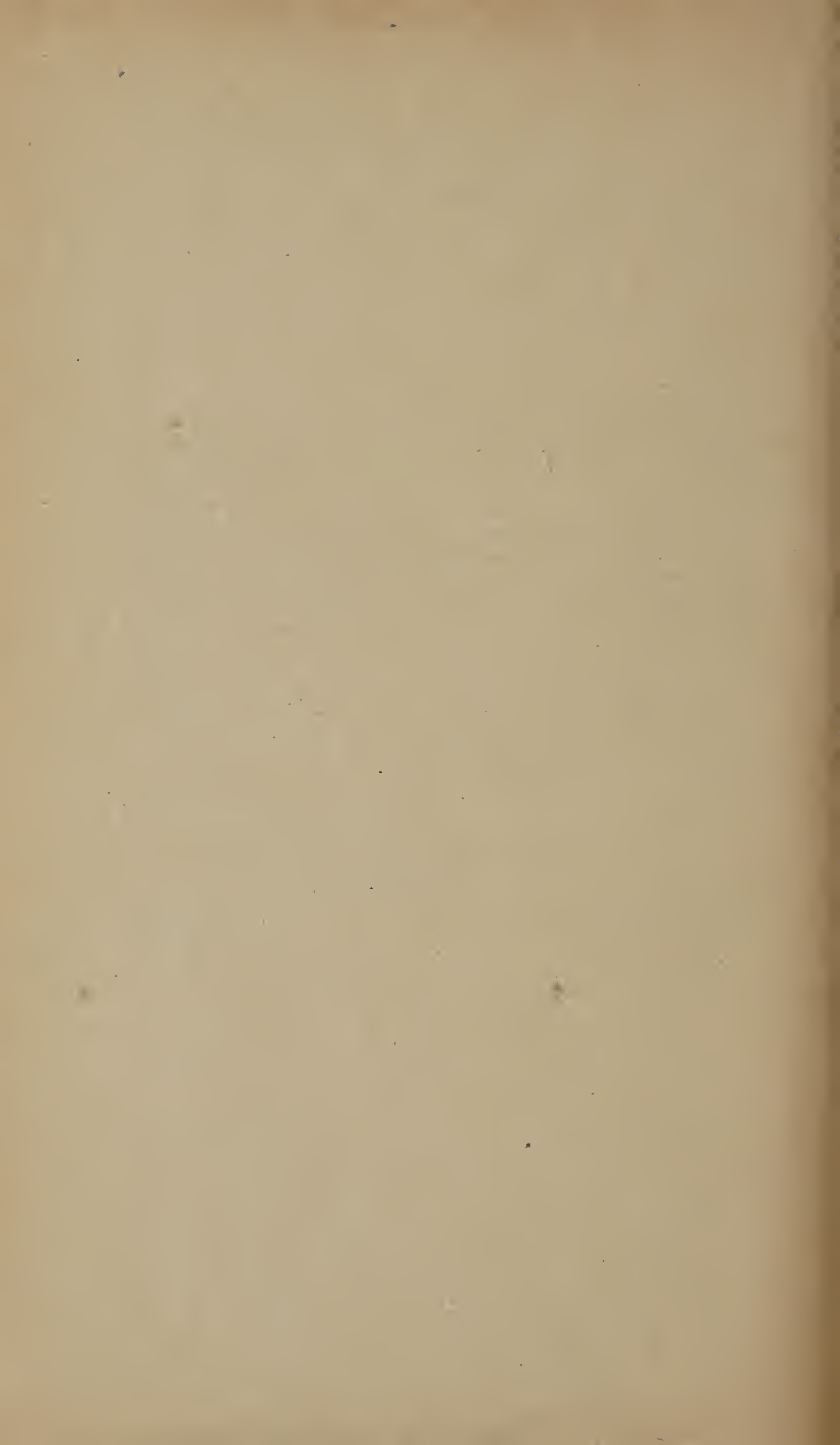
Einnahme.

		M.	Pf.
Pos. I	Mitglieder	1748	—
II	Verlag	169	27
III	Kapital- und Bankzinsen	4305	65
IV	Zuwendungen		
	a) Provinzialverwaltung	2000	—
	b) Stadt Bonn	2000	—
V	Außerordentliche Einnahme	200	—
	Gesamteinnahmen	10422	92
	Bankguthaben am 31. XII. 1915: 2374.— M· Kassenbestand d. Schatzmeisters am 31. XII. 1915: . . . . . . 47.97 „	2421	97
		12844	89

für das Jahr 1916.

Ausgabe.

		M.	Pf.
Pos. I	Mitglieder	25	44
II	Verlag	1435	44
III	a) Kapitalverwaltung	20	34
	b) Angekaufte Wertpapiere	3872	90
IV	Bibliothek	365	85
V	Sammlungen	211	91
VI	Haus	702	64
VII	Steuern	392	90
VIII	a) Verwaltung	974	96
	b) Hauptversammlung	87	13
	c) Büro	35	60
IX	Außerordentliche Ausgaben	200	—
	Gesamtausgaben	8325	11
	Guthaben bei der Bank am 31. XII. 1916 4528.— M. Abzügl. Vorlagen des Schatzmeisters 8.22 „	4519	78
		12844	89



Verhandlungen

des

Naturhistorischen Vereins

der

preufsischen Rheinlande und Westfalens.

Vierundsiebenzigster Jahrgang, 1917.

Erste und zweite Hälfte.

Titel, Inhaltsverzeichnis, Seite I—IV, 1—146, Taf. I—IV
und 8 Textfiguren.

Bonn.

In Kommission bei Friedrich Cohen.

1919.

Folgende im Verlag unseres Vereins erschienene Schriften und Karten können an unsere Mitglieder bis auf weiteres zu den beigefügten herabgesetzten Preisen portofrei abgegeben werden.

Bestellungen bitten wir an den Schriftführer zu richten, bei Bezug durch die Buchhandlungen sind die Preise beträchtlich höher.

Andres. Die Pirolaceen des Rheinischen Schiefergebirges, der angrenzenden Tiefländer des Rheins und des Mainzer Beckens. Bonn 1909 . . . . M. 1.—
Baruch. Flora von Paderborn. Bonn 1908 . . . . . „ 1.50
Bösenberg. Die Spinnen der Rheinprovinz. Mit 1 Tafel. Bonn 1899 . . . . „ 1.—
Brücher. Der Schichtenaufbau des Müsener Bergbaudistriktes, die daselbst auftretenden Gänge und die Beziehungen derselben zu den wichtigsten Gesteinen und Schichtenstörungen. Mit 2 Tafeln und 5 Textfiguren. Bonn 1902 . . . . „ 1.50
v. Dechen. Leopold von Buch. Sein Einfluß auf die Entwickelung der Geognosie. Bonn 1853 . . . . „ 0.50
— Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkan. Umgebung. Bonn 1864. Geb. . . . . . „ 2.—
Elbert. Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. Mit 4 Tafeln und 14 Textfiguren. Bonn 1901 . . . . „ 2.—
Goldfufs. Beiträge zur vorweltlichen Fauna des Steinkohlengebirges. Mit 5 Tafeln. Bonn 1847 . . . . „ 2.—
Laspeyres. Heinrich von Dechen. Ein Lebensbild. Mit 1 Kupferstich. Bonn 1889 . . . . „ 1.—
— Das Siebengebirge am Rhein. Mit 1 Karte und 23 Textfiguren. Bonn 1900 . . . . „ 5.—
Gebunden, mit Karte auf Leinwand. . . . . „ 5.75
Müller. Monographie der Petrefakten der Aachener Kreideformation. Mit 6 Tafeln. Bonn 1847—51 . . . . „ 4.—
Nöggerath. Die Erdbeben im Rheingebiet in den Jahren 1868, 69 u. 70. Bonn 1870 . . . . „ 0.75
Röttgen. Die Käfer der Rheinprovinz. Bonn 1911 . . „ 4.—
le Roi. Die Vogelfauna der Rheinprovinz. Bonn 1906. „ 4.—
— und **Freih. Geyr von Schweppenburg.** Beiträge zur Ornis der Rheinprovinz. Bonn 1912 . . . . „ 1.50
Schulz, Eugen. Über einige Leitfossilien der Stringocephalenschichten der Eifel. Mit 3 Tafeln und 2 Textfiguren. Bonn 1913 . . . . „ 2.—
Westermann. Die Gliederung der Aachener Steinkohlen-Ablagerung auf Grund ihres petrographischen und paläontologischen Verhaltens. Mit 1 Tafel. Bonn 1905 . . . . „ 1.—
Westhoff. Die Käfer Westfalens, 1.-2. Abt. Bonn 1881, 82. „ 1.—
Wieler. Die Einwirkung saurer Rauchgase auf Vegetation u. Erdboden. Mit 2 Tafeln. Bonn 1913 . . . . . „ 1.—

Rauff. Sachregister zu dem chronologischen Verzeichnis der geologischen und mineralogischen Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1896 „ 1.50

Fortsetzung auf der vorletzten Seite des Umschlages.

Im Verlage des Vereins erschienene Schriften und Karten.
Fortsetzung.

Kaiser. Die geologisch-mineralogische Literatur des Rheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1887—1900. 1. Teil. Chronologisches Verzeichnis. Bonn 1903. 2. Teil. Sachregister, Kartenverzeichnis, Ortsregister, Nachträge. Bonn 1904 . . . . M. 2.—

Verhandlungen des Naturhist. Vereins d. pr. Rh. u. W., 14. Jahrg. 1857, Heft 3, mit Beiträgen von Krantz (Über ein neues, bei Menzenberg aufgeschlossenes Petrefaktenlager in den devonischen Schichten, mit 4 Tafeln) und Rosbach (Formverschiedenheiten von Orchis fusca, mit 1 Tafel) . . . . „ 2.—

— 23. Jahrg. 1866, mit Beiträgen von v. Dechen, Hildebrand (Flora von Bonn) und Laspeyres. Mit einer geologischen Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1:500000 . . . . „ 2.—

Ohne Karte . . . . „ 1.50

— 40. Jahrg. 1883, mit 7 Tafeln und einer geologischen Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1:500000, 2. Aufl. Mit Beiträgen von Bertkau, v. Dechen, Dittmer, v. Dücker, Förster, Fuchs, Holzapfel, Laspeyres, Schaaffhausen, Schmitz, Stollwerck . . . . „ 4.—

Ohne Karte . . . . „ 2.—

— 48. Jahrg. 1891. 2. Hälfte. Mit Beiträgen von Bruhns (Auswürflinge des Laacher Sees), Busz (Die Leucit-Phonolithe des Laacher Sees), Follmann (Unterdevonische Schichten bei Koblenz), Schulte (Geol. u. petr. Unters. d. Umg. d. Dauner Maare, mit 1 Karte) . . . . „ 2.—

Autoren- und Sachregister zu Bd. 1—40 d. Verhandl., des Korrespondenzbl. u. d. Sitzungsber., Jahrg. 1844 bis 1883. Bonn 1885 . . . . „ 0.50

Katalog der Bibliothek. Bonn 1898 . . . . „ 1.50

— Nachtrag. Bonn 1904 . . . . „ 0.50

Karten.

v. Dechen. Geol. Übersichtsk. d. Rheinpr. u. d. Pr. Westf. 1:500000. 1. Aufl. Berlin 1866 . . . . „ 1.50

Laspeyres. Geol. K. d. Siebengeb. 1:25000. Bonn 1900 „ 3.—
Aufgezogen . . . . „ 4.—

Römer. Geogn. Übersichtsk. d. Kreidebildungen Westfalens. Bonn 1854 . . . . „ 1.—

Roloff. Flußnetzkarte d. Rhein. Schiefergeb. u. d. angr. Gebiete. 1:750000. Bonn 1910 . . . . „ 1.—
(Weitere Preisermäßig., nur für Mitgl.: 10 Exempl. M. 7.50, 25 Exempl. M. 15.—, 50 Exempl. M. 25.—.)

An öffentliche Bibliotheken, Institute, Gesellschaften und Vereine können die Vereinsschriften im Austausch oder zum Betrage des Mitgliederpreises (M. 6.—) abgegeben werden, im übrigen nur zum Ladenpreis (M. 12.—).

Von den früheren Jahrgängen stehen sowohl ganze Reihen als auch meist noch einzelne Bände bis auf weiteres zu herabgesetzten Preisen zur Verfügung. Über die Preise, welche sich nach der Höhe des Vorrates richten, erteilt der Schriftführer Auskunft.

Inhalt der ersten und zweiten Hälfte.

Für die in dieser Vereinsschrift veröffentlichten Abhandlungen sind die betreffenden Verfasser allein verantwortlich.

Den Verfassern stehen 50 Sonderabzüge ihrer Abhandlungen kostenfrei zur Verfügung, weitere Abzüge gegen Erstattung der Herstellungskosten. Es wird gebeten, hierauf bezügliche Wünsche gleich bei der Einsendung des Manuskriptes mitzuteilen.

Manuskriptsendungen nimmt der Schriftführer des Vereins, Prof. Voigt, Bonn, Maarflach 4, entgegen.

Die Mitgliederbeiträge nimmt der Kassenwart des Vereins, Herr Karl Henry, Bonn, Schillerstraße 12, in Empfang.

Die Mitglieder werden ersucht, etwaige Änderungen ihrer Adresse zur Kenntnis des Schriftführers zu bringen, weil nur auf diese Weise die regelmäfsige Zusendung der Vereinsschriften gesichert ist.

Carl Georg[illegible]versitäts-Buchdruckerei in Bonn.

